Environnement Canada | Environment Canada

BULLETIN LE CO_2 ET LE CLIMAT

PÉRIODIQUE DE LA RECHERCHE SUR LE CHANGEMENT CLIMATIQUE

L'ANNÉE 1999 EN REVUE ÉVALUATION DES PROGRÈS DE LA RECHERCHE EN SCIENCE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

1.0 INTRODUCTION

Réalisé dans le cadre d'un processus continu d'examen et d'évaluation de la littérature mené à la Direction de l'évaluation scientifique et de l'intégration des politiques du Service météorologique du Canada (SMC), ce numéro du bulletin *Le CO_2 et le climat* est une synthèse de près de 350 articles et rapports scientifiques dans le domaine du changement climatique, qui ont été publiés en 1999 par des journaux à comité de lecture. Comme les précédentes, cette synthèse ne prétend pas être un bilan complet de l'état des connaissances scientifiques sur le changement climatique, mais plutôt un bref résumé des derniers résultats de recherches. Pour avoir une évaluation plus complète de la science du changement climatique, le lecteur peut consulter le Deuxième rapport d'évaluation (DRE) de 1995 du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) et les rapports spéciaux publiés par la suite par le GIEC.[1-5] On peut aussi trouver dans des numéros précédents du bulletin *Le CO_2 et le climat* des résumés d'articles de recherche publiés après le DRE, mais avant 1999. Les plus récents sont accessibles sur le site Web de l'évaluation scientifique du SMC, à l'adresse suivante : www.msc-smc.ec.gc.ca/saib/climate/ccsci_f.cfm.

Par souci de brièveté et d'utilité, la revue de la littérature de 1999 repose sur une sélection des articles qui permettent le mieux d'améliorer la compréhension des considérations scientifiques sous-jacentes au changement climatique. Elle est très concise, mais accompagnée de nombreuses références. Le lecteur trouvera dans ces documents des détails supplémentaires sur les divers sujets et résultats discutés. Il ne fait pas de doute que certains articles importants n'auront pas été inclus dans la revue, soit par omission, soit faute d'un accès facile aux journaux dans lesquels ils sont parus. Nous nous excusons de tout ennui ou inconvénient que cela pourrait causer à leurs auteurs ou aux lecteurs.

Printemps 2001

Dans ce numéro...

Introduction 1

Changements de la composition de l'atmosphère 1

Forçage radiatif 4

Modélisation du climat 5

Tendances et variabilité du climat 8

Impacts et adaptation 12

Politiques 15

Remerciements 17

References 17

2.0 CHANGEMENTS DE LA COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE

2.1 Dioxyde de carbone

Concentrations atmosphériques : À la fin de 1999, les concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone avaient atteint des valeurs d'environ 368 parties par million en volume (ppmv). En comparaison, des analyses récentes des données de carottes de glace haute résolution prélevées dans l'Antarctique indiquent que les concentrations atmosphériques de CO_2 pendant la période préindustrielle de l'actuel interglaciaire se sont situées entre 280 et 285 ppmv pendant plusieurs milliers d'années, et étaient d'environ 25 ppmv plus basses il y a quelque 8000 ans. Des études des sédiments océaniques suggèrent de même une lente hausse des concentrations au cours de l'Holocène. Bien que l'on ait des indications que les concentrations interglaciaires aient aussi connu de fluctuations d'échelle décennale à séculaire (par exemple, elles ont baissé d'environ 6 ppmv pendant le Petit âge glaciaire il y a plusieurs siècles), les changements à plus long terme

Évaluation Scientifique et Intégration • Service Météorologique du Canada (concours financier du Groupe de recherche et de développement énergétiques)
4905, rue Dufferin, Downsview (Ontario) M3H 5T4 • Téléphone: (416) 739-4432.

Canada

Ce papier contient un minimum de 50% de fibres recyclées dont 10% de fibres recyclées après consommation.

semblent avoir été inférieurs à 0,01 GtC/an (1 ppmv ~ 2,1 GtC). Ce taux de fluctuation est inférieur d'à peu près deux ordres de grandeur aux taux actuels, qui sont d'environ 3 GtC/an. Les mesures basées sur les isotopes 13C et 14C indiquent que ces changements interglaciaires de basse fréquence peuvent être liés à des variations graduelles de la biomasse terrestre et des flux océaniques en réponse aux processus de déglaciation et aux fluctuations régionales du climat.[6-11]

Aux échelles de temps des cycles glaciation-interglaciation, les fluctuations des concentrations de dioxyde de carbone semblent bien corrélées avec les changements du climat. Les récentes analyses des données de carottes de glace haute résolution prélevées dans l'Antarctique indiquent que, à la fin de chacune des trois dernières glaciations, les concentrations atmosphériques de CO_2 ont augmenté rapidement d'environ 80 à 100 ppmv dans les 600 premières années du réchauffement, et culminé brièvement à près de 300 ppmv pendant l'interglaciaire suivant. Cependant, les baisses des concentrations à la fin des interglaciaires étaient décalées de milliers d'années par rapport au début du refroidissement, le retard étant proportionnel à la durée de l'interglaciaire. L'analyse de la fréquence stomatique (qui est une fonction inverse des concentrations de CO_2) dans des feuilles de bouleau fossilisées suggère que les concentrations dans les premières phases de l'actuel interglaciaire ont pu culminer bien au-delà de 300 ppmv.[12-13] Sur des échelles de temps de l'ordre de millions d'années, les données des sédiments océaniques indiquent que les changements des concentrations atmosphériques de CO_2 sont souvent déphasés par rapport aux grands changements climatiques. Cet état de choses suggère que, à ces échelles temporelles, d'autres lents processus géologiques, comme la dérive des continents et les grands changements des concentrations d'autres gaz à effet de serre, peuvent être des facteurs importants.[14-15]

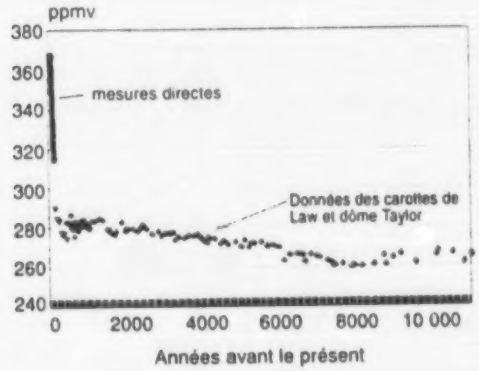

Figure 1. Les données de carottes de glace haute résolution prélevées dans l'Antarctique montrent qu'il y a eu au cours de l'Holocène de lentes fluctuations d'échelle millénaire des concentrations de CO_2, entre 260 et 280 ppmv, avec une légère baisse au cours du Petit âge glaciaire. On indique à des fins de comparaison des mesures atmosphériques récentes (trait plein). Adapté de Indermuhle et al. (# 10).

Progrès de la compréhension du bilan planétaire du carbone : Les résultats de diverses techniques d'analyse utilisant des isotopes du carbone, les rapports O_2/N_2 et la modélisation inverse donnent à penser que l'absorption nette par les océans au cours des récentes décennies s'est située en moyenne entre 1,5 et 2,3 GtC/an. La modélisation inverse suggère aussi que le puits océanique est plus important dans l'hémisphère Nord (HN) que dans l'hémisphère Sud (HS). Des mesures directes de la différence de pression partielle suggèrent que les océans de l'HN absorbent environ 0,86 GtC/an (avec un maximum au printemps et un minimum en été), et que l'océan Indien est aussi un puits significatif, surtout aux latitudes moyennes. Les zones des plates-formes continentales peuvent contribuer de façon significative à ces puits parce qu'elles se refroidissent plus vite en surface et donc contribuent davantage à la formation d'eau profonde que la plupart des régions océaniques de plus grande profondeur. L'absorption par les océans varie aussi beaucoup d'une année à l'autre, en réaction aux épisodes El Niño et La Niña et à d'autres oscillations du climat de l'océan. Les effets de ces variations sur les flux de carbone sont particulièrement importants dans les océans tropicaux, et peuvent induire une variabilité interannuelle du flux océanique net de +/- 1 GtC.[16-24]

Par comparaison avec les flux océaniques, le flux planétaire net entre l'atmosphère et les terres a été relativement faible au cours des dernières décennies. Cependant, sa variabilité interannuelle et à plus long terme est plus élevée, parce qu'il est plus sensible aux fluctuations régionales du climat. Bien que les flux nets entre les terres et l'atmosphère (en incluant les émissions dues aux activités de déboisement) soient relativement faibles à l'échelle planétaire, on note de grandes différences régionales dans les flux terrestres. Les changements d'affectation des terres en Asie du sud-est, par exemple, ont pu à eux seuls injecter environ 1 GtC/ans dans l'atmosphère au cours des années 1980, et un peu moins dans la décennie suivante. Il persiste des doutes considérables quant à la distribution et à la variabilité temporelle d'autres sources, ainsi qu'aux puits compensateurs situés ailleurs. Certains modèles de l'écologie et des mesures directes des flux suggèrent que la fertilisation directe des écosystèmes par le CO_2 contribue pour beaucoup aux puits terrestres (surtout sous les tropiques) constituant peut-être plus de 50 % du puits terrestre planétaire du dioxyde de carbone anthropique. Par contre, d'autres études utilisant la modélisation inverse ou évaluant les effets de la fertilisation par l'azote portent à croire qu'il existe aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord (HN) un important puits qui pourrait séquestrer jusqu'à 1 GtC/an (surtout en Amérique du Nord et/ou en Eurasie). Cependant, la vitesse d'accroissement de l'ampleur du puits de l'HN semble inférieure à celle des émissions dues aux combustibles fossiles. Les fluctuations régionales du climat et les changements du cycle des saisons (p. ex. printemps hâtifs) peuvent aussi être des facteurs importants, entraînant avec le temps des changements de l'ampleur et du cycle saisonnier des puits. Il se pourrait qu'à la fois les puits tropicaux et ceux des latitudes moyennes de l'HN jouent un rôle dans cette situation, mais il restera

beaucoup à faire pour quantifier les effets qu'ont sur les flux de carbone la fertilisation par le CO_2 et par l'azote, ainsi que d'autres variables telles que le changement climatique régional. Les mesures isotopiques pourront certes aider à comprendre les processus et donc à lever les incertitudes, mais on devra aussi prendre en compte des biais tels que le déséquilibre isotopique entre le biote terrestre et les matières du sol.[16, 18, 25-43]

L'hypothèse d'un puits de l'HN est généralement confortée par les résultats des études sur les flux liés au changement d'affectation des terres aux États-Unis, qui indique que ce qui était une source significative de CO_2 avant 1945 est devenu un important puits parce que les forêts se sont régénérées, que les climats sont devenus plus humides et que les concentrations de CO_2 ont augmenté. Par contraste, les forêts du Canada semblent avoir été un puits de carbone significatif entre 1920 et 1980, mais sont devenues une source nette de CO_2 atmosphérique depuis quelques dizaines d'années, en raison d'une forte augmentation des perturbations naturelles. Bien que les estimations de la taille des bassins de carbone en jeu restent entachées de beaucoup d'incertitude, il a pu y avoir une période similaire de perte du carbone des écosystèmes avant 1920. Outre les perturbations naturelles, la productivité de la biomasse et donc l'ampleur de l'absorption du carbone par la forêt boréale du Canada peuvent aussi varier significativement avec les changements des températures printanières et de la pluviométrie. Cependant, la réponse peut être complexe et avoir, au sein même de l'écosystème forestier global, des impacts très différents sur les flux des régions sèches comme les peuplements de peuplier-faux tremble et sur ceux des tourbières. Les activités d'aménagement forestier peuvent aussi entraîner le stockage de grandes quantités de carbone dans des réservoirs à long terme. Par exemple, le contenu en carbone des produits forestiers canadiens a augmenté au cours des années 1980 de quelque 23,5 MtC/an, environ un tiers de ce bassin étant situé hors du Canada.[44-49]

L'accumulation de carbone dans la litière forestière, qui peut représenter jusqu'à 20 % du carbone total dans des écosystèmes tels que les forêts de pin de l'est des États-Unis, est un facteur important dans l'estimation des flux nets de carbone dans les écosystèmes. Toutefois, la vitesse de décomposition de la litière semble sensible à trois variables clés : la température, les précipitations et les rapports lignine/azote. Avec un climat plus chaud, les températures et les précipitations accéléreraient sans doute la décomposition de la litière dans les écosystèmes dans les écosystèmes plus froids comme ceux des forêts canadiennes, mais la baisse des rapports lignine/azote pourraient atténuer cette réponse. Des travaux supplémentaires s'imposent pour faire en sorte que les modèles de la décomposition de la litière rendent convenablement cette sensibilité.[50-52]

L'efflux hivernal de CO_2 des écosystèmes de toundra peut aussi être un paramètre important, quoique souvent négligé, de leur bilan net annuel du carbone, transformant certains écosystèmes de toundra arctique de puits net en source nette de CO_2 atmosphérique. Le flux net annuel de ces écosystèmes et d'autres écosystèmes nordiques comme les tourbières sont également très sensibles aux fluctuations des températures et des précipitations, et varient donc considérablement dans le temps et dans l'espace. Les projections des réponses à des climats plus chauds laissent entendre que, au moins pour certains de ces écosystèmes de climat froid, les émissions de CO_2 vont augmenter.[53-56]

Il persiste une incertitude considérable quant à la façon dont les processus en jeu dans les flux nets planétaires du carbone vont évoluer dans les décennies à venir, à mesure que les divers écosystèmes de la planète réagissent aux changements des conditions environnementales. Certaines études suggèrent que la réaction de la biomasse forestière, de la litière et des radicelles pourrait suffire à absorber jusqu'à 50 % des émissions anthropiques de CO_2 projetées pour 2050. Cependant, si l'on prend en compte les contraintes liées aux nutriments, le changement climatique et d'autres variables, ces puits pourraient être nettement moins importants. De plus, les changements de la vitesse de décomposition du sol induits par le réchauffement du climat doivent aussi être pris en considération (bien que les études passées aient peut-être surestimé cette rétroaction). Les expériences effectuées avec un modèle dynamique de la végétation couplé à deux modèles couplés du climat du globe (HadCM2 et HadCM3) et forcées avec les projections de la fertilisation par le CO_2 et par N, ainsi qu'avec le forçage climatique du scénario IS92a, suggèrent que l'effet net pourrait être que la productivité nette des écosystèmes (PNE) de la planète connaisse une augmentation qui atteindrait 3,6 GtC/an en 2030, puis une baisse jusqu'à une croissance nulle en 2100. Avec le modèle HadCM3, la baisse implique un effondrement de la PNE aux environs de 2050, en raison surtout de l'accroissement de la respiration de forêts tropicales plus sèches.[57-60]

Les réponses des océans à des climats plus chauds feront intervenir des interactions complexes entre les changements de la solubilité du CO_2 à la surface des océans, la réduction du transport de CO_2 dans l'océan profond et un renforcement du cycle biologique océanique. Selon les projections, les deux premiers facteurs devraient faire baisser l'absorption de CO_2 par les océans, et le dernier la faire monter. Les effets du réchauffement de la surface océanique devraient dominer au début, mais les modélisation suggèrent que l'effet de la circulation devrait prendre le dessus en 2100. L'effet net de ces trois facteurs sur l'absorption de CO_2 par l'océan planétaire sera déterminé en très grande partie par le comportement de l'océan austral. Une étude récente suggère une rétroaction positive relativement faible qui ferait monter les concentrations projetées de CO_2 de quelques pourcents d'ici 2100 et de peut-être 20 % d'ici 2500. À noter toutefois qu'il persiste des écarts considérables entre les résultats des divers modèles de l'océan utilisés dans ces études.[61-64]

Étant donné la complexité de ces variables et les incertitudes qui les entachent, il n'est pas possible à l'heure actuelle de faire avec confiance des prédictions de la manière dont le cycle planétaire du carbone évoluera dans les décennies à venir, mais les résultats et études nouveaux et futurs laissent penser qu'il sera possible de réduire ces incertitudes.[65]

2.2 Autres gaz à effet de serre et aérosols

Méthane : Selon les résultats de l'analyse isotopique du méthane atmosphérique, 18 % des émissions proviendraient de sources liées aux combustibles fossiles. Des études antérieures ont suggéré que les émissions dues aux fuites de pipelines pouvaient être une source importante d'émissions de méthane fossile. Des mesures effectuées en 1996 et 1997 des émissions des systèmes de production et de distribution du gaz naturel en Russie, que l'on jugeait autrefois être une source significative de méthane, laissent penser que ces pertes ne seraient maintenant que de l'ordre de 1 % de la production. Les émissions des rizières de Chine peuvent aussi être à la baisse, puisque les engrais minéraux remplacent graduellement les engrais organiques. Les effets directs de la fertilisation par le CO_2 pourraient faire baisser encore plus les émissions des rizières, mais l'ampleur de cette réponse peut être fonction du sol. Parmi les autres sources anthropiques régionales figurent les troupeaux de moutons de Nouvelle-Zélande, qui selon les estimations rejetteraient chaque année quelque 155 kg de méthane par hectare.[66-70]

Les émissions naturelles de méthane par les milieux humides varient considérablement dans le temps et dans l'espace, et dépendent des caractéristiques des milieux humides en question. Les mesures, qui pourraient être biaisées par un contrôle inadéquat de l'échantillonnage, continuent de montrer que les étangs de castors sont des sources significativement plus importantes que les autres milieux humides boréaux. On a constaté, par contre, que les émissions imputables aux termites sont largement oxydées par les sols à l'intérieur des termitières; on les estime maintenant à environ 1 % des émissions totales, soit beaucoup moins que par le passé. Le rôle des hydrates de gaz sub-océaniques en tant que source potentielle de méthane reste incertain, mais on a maintenant des indications qu'il est survenu des éruptions massives de dépôts d'hydrates sur le fond marin pendant des périodes où l'océan était chaud, il y a des millions d'années.[71-74]

Les analyses isotopiques montrent aussi que la destruction chimique du méthane par le radical OH domine le cycle saisonnier du méthane sous les tropiques. Aux latitudes moyennes à élevées, cependant, les changements saisonniers des processus biologiques qui régissent les émissions de méthane des milieux humides semblent plus importants. Les estimations modélisées de la vitesse de destruction du méthane atmosphérique dans les sols de la planète suggèrent une plage de 20 à 51 Mt/an, soit entre 6 et 15 % des émissions totales de méthane. L'intensification de l'agriculture pourrait réduire ce puits de quelque 10 %.[74-75]

Hémioxyde d'azote : Les concentrations préindustrielles d'hémioxyde d'azote semblent avoir varié de 210-250 ppbv au cours du dernier maximum glaciaire à 270 ppbv pendant l'interglaciaire actuel, avec une réponse assez rapide pendant le processus de déglaciation. Les concentrations actuelles sont d'environ 315 ppbv. Les émissions totales planétaires, estimées à environ 11 millions de tonnes d'azote par an (MtN/an) en 1850, sont maintenant évaluées à 18 MtN/an. Les procédés de production alimentaire semblent être la source qui contribue le plus à cette augmentation, mais les émissions des sols agricoles dépendent des conditions hydriques et des processus de dégel. Les nouveaux modèles développés pour simuler ces émissions semblent très bien rendre cette sensibilité.[76-78]

Gaz halogénés : Les émissions de perfluorocarbures semblent avoir baissé dans la dernière décennie, celles de CF4 étant maintenant d'environ 11 kilotonnes par an (kt/an) contre 16 kt/an pendant la période 1978-1990. Cependant, les perspectives à long terme de maintien du statu quo suggèrent que les émissions de PFC pourraient augmenter de 150 % d'ici 2050, et celles d'hexafluorure de soufre (SF_6) de 210 %. Cette situation n'ajoute que 0,026 W/m^2 au forçage radiatif planétaire mais, du fait de la longue durée de vie de ces gaz (>5000 ans pour le SF_6), l'augmentation projetée est inquiétante.[79-80]

Le PRG de l'hydrofluorocarbure HFC 245fa, d'une durée de vie de 7,6 ans, a été estimé à environ 760. De plus, il a récemment été déterminé qu'une nouvelle famille de gaz halogénés, les hydrofluoroéthers (HFE), sont de puissants gaz à effet de serre. Malgré leurs durées de vie relativement courtes, entre 6 et 12 ans, ces gaz sont très puissants, avec des PRG variant de 3900 à 7000.[81-82]

Ozone : Depuis 1979, on effectue des mesures des tendances de l'ozone dans la stratosphère, qui montrent d'importantes pertes à toutes les altitudes au-dessus des latitudes moyennes de l'HN, atteignant jusqu'à 7 %/décennie à certaines altitudes. Dans la haute stratosphère, où l'on note des pertes similaires dans l'HS, c'est la charge de chlore qui est en jeu, et les pertes devraient se combler lentement à mesure que cette charge baisse. Les changements survenant dans la basse stratosphère sont plus complexes, puisque les mécanismes de transport y interviennent aussi.[83]

Aérosols : Les concentrations d'aérosols anthropiques baissent au-dessus d'Alert depuis 1991. Pour la plus grande partie, cette réduction est attribuable au déclin de l'industrie dans l'ex-Union soviétique, mais l'utilisation d'essence sans plomb en Europe a contribué à une baisse spectaculaire des aérosols de plomb.[84]

3.0 Forçage radiatif

3.1 Forçages anthropiques

Gaz à effet de serre : Une nouvelle estimation de l'effet direct de la baisse des concentrations d'ozone stratosphérique au cours des dernières décennies suggère un forçage radiatif net de 0,10 W/m^2, soit la moitié des estimations antérieures. Par contre, la hausse des concentrations de vapeur d'eau dans la stratosphère pourrait à la fois ajouter au refroidissement de la stratosphère causé par l'appauvrissement de l'ozone et renforcer l'effet de serre dû à

d'autres GES. Bien que les raisons de cette augmentation de la vapeur d'eau ne soient pas comprises, elle pourrait être due à la décomposition du méthane (donc constituer un forçage anthropique indirect) ou à des changements de la température de la tropopause (donc une rétroaction).[85-86]

Dans la troposphère, le forçage radiatif net en surface dû à l'augmentation des concentrations d'ozone pourrait subir des réductions atteignant jusqu'à 0,1 W/m^2 en raison de la présence de nuages. Les hydrocarbures non méthaniques ont pu aussi exercer une certaine influence sur l'effet de serre, mais leurs impacts sont estimés à moins de 1 % de ceux des gaz à effet de serre bien mélangés.[87-88]

Aérosols : Les aérosols tant naturels qu'anthropiques peuvent avoir des influences importantes sur les climats régionaux et planétaire. Au-dessus des régions océaniques éloignées des zones industrielles, le sel de mer reste le principal composant des aérosols; au-dessus des terres et à proximité, ce sont les aérosols d'origine humaine qui prédominent. On a de nouvelles indications que l'interaction physique entre les aérosols sulfatés et les autres, comme le sel de mer, pourrait changer leurs propriétés, dont leur taille, et ainsi réduire leur efficacité à réfléchir le rayonnement solaire. Par conséquent, bien que les effets directs des aérosols demeurent importants dans le forçage radiatif, ils semblent très complexes. Les effets du forçage radiatif indirect, qui sont induits par l'influence des aérosols à la fois sur le nombre et la taille des gouttelettes des nuages et sur leur durée de vie, peuvent être encore plus importants, plus complexes et entachés de plus d'incertitude. Certaines estimations suggèrent que le forçage indirect net des aérosols dans des régions très polluées, comme le sud-est des États-Unis, pourrait atteindre -4 W/m^2, et le forçage planétaire à ce jour -2,1 W/m^2. Toutefois, d'autres études avancent que ces estimations pourraient ne pas avoir bien pris en compte d'autres facteurs compensateurs, et que les effets indirects planétaires nets des aérosols pourraient même être positifs. Seuls des programmes intégrés de modélisation et des observations à des niveaux multiples peuvent aider à réduire ces incertitudes.[89-95]

Dans les régions tropicales, l'effet radiatif des aérosols provenant de la combustion de la biomasse peut être très significatif, en partie à cause de la grandeur des angles d'incidence du rayonnement solaire. Selon des estimations récentes, le forçage radiatif planétaire net de ces aérosols serait de -0,7 W/m^2. Cependant, des relevés nord-sud de l'effet combiné des aérosols sulfatés et des aérosols de carbone noir (tous des sous-produits de la combustion) suggèrent un forçage net de +2 W/m^2 sur le nord de l'Afrique, de -5 W/m^2 sur les régions polluées d'Europe, et de +0,4 W/m^2 sur l'Arctique.[96-97]

Les aérosols rejetés dans les corridors aériens font augmenter la quantité nette de cirrus sur les zones très fréquentées. Moyenné sur la planète, ce forçage radiatif positif net est actuellement estimé à 0,02 W/m^2, et devrait monter à 0,1 W/m^2 d'ici 2050. Pourtant, au-dessus des Grands Lacs, ces traînées de condensation ont pu faire monter la couverture de nuages élevés de près de 3 %/décennie, avec un effet de forçage radiatif régional de ~7 W/m^2.[98-99]

3.2 Forçages naturels

Forçage solaire : Selon des études récentes, il semblerait encore qu'une grande partie de la variabilité du climat planétaire au cours des quatre derniers siècles soit attribuable au forçage solaire, bien qu'il n'y ait guère de consensus quant aux façons de reconstruire ces liens et d'estimer leur ampleur, ni quant aux mécanismes par lesquels ils surviennent. Un indicateur possible est le changement du flux magnétique total émis par le Soleil, qui pourrait être lié à la fois à l'irradiance totale et à la nébulosité de l'atmosphère. Ce flux, qui est quelque peu irrégulier, s'est accru d'un facteur de 2,3 depuis 1901, et de 40 % depuis 1964. Les estimations révisées des effets du forçage solaire net suggèrent une contribution d'entre 25 et 50 % au changement observé durant le dernier siècle (c.-à-d. de l'ordre de 0,15 à 0,3 °C) tombant à moins d'un tiers du changement observé depuis 1970. Les observations satellitaires indiquent que l'irradiance totale n'a pas changé de façon significative durant les deux derniers cycles solaires mais que, à l'intérieur des cycles, la plus grande partie du changement survient dans la plage spectrale des ultraviolets (UV). Les changements des UV, à leur tour, influent sur la concentration et la distribution de l'ozone dans la stratosphère, et donc sur la circulation atmosphérique.[100-110]

4.0 Modélisation du climat

4.1 Processus intégrés dans les modèles du climat

Processus atmosphériques : L'effet radiatif des changements de la densité de la vapeur d'eau est environ 2,6 fois plus élevé dans la haute troposphère que dans la basse, et 1,5 fois plus élevé dans la troposphère libre extratropicale que sous les tropiques. Les rétroactions de la vapeur d'eau dans le système climatique sont plus faibles avec les modèles qui incluent une réponse corrélée de la vapeur d'eau et des nuages, et plus fortes pour les anomalies initiales de longue durée de la température de surface que pour les brèves (en raison d'une pénétration plus profonde de la réponse de la vapeur d'eau dans l'atmosphère).[111-112]

Les observations effectuées dans l'Arctique indiquent que les nuages bas généralisés dans la région ont un effet radiatif positif net en été. Dans l'Arctique, le rayonnement net en surface est négatif en hiver, et devient positif au printemps et en été, culminant à plus de 130 W/m^2 en juillet. La rétroaction positive des nuages en été est causée par le fort effet de couverture thermique des nuages, qui dépasse leur réflexion du rayonnement solaire incident et donc réchauffe la surface et accélère la fonte de la glace.[113]

On a de plus en plus d'indications des rôles importants de la chimie de la stratosphère et des mécanismes de couplage thermosphère-stratosphère-troposphère dans la variabilité et le changement climatiques, et de la nécessité de les inclure dans les modèles couplés du système climatique qui s'étendent du sol jusque

dans l'espace. Parmi les mécanismes de couplage figurent le transfert radiatif, le forçage des ondes de gravité, et le transport et le mélange.[109, 114-115]

Processus en jeu sur les terres : Des intercomparaisons de seize schémas différents de surface des terres présentement utilisés dans les modèles du climat (dont le modèle canadien CLASS) suggèrent qu'il demeure des problèmes avec la simulation de certaines variables climatiques clés, et soulèvent des inquiétudes quant à la fiabilité générale des schémas actuels. Par exemple, les ampleurs des flux simulés de chaleur latente et de chaleur sensible sur les forêts et sur les prairies diffèrent d'un facteur de plus de deux. De même, les schémas de ruissellement, d'humidité en surface et de température de radiance efficace divergent considérablement. Cependant, une évaluation indépendante du schéma canadien CLASS dans la simulation des climats alpins montre une concordance générale avec les observations, malgré certains problèmes dans la simulation de la nivométrie.[116-117]

Les modèles couplés climat-végétation indiquent que la réponse de la végétation des latitudes moyennes à élevées au changement climatique cause une importante rétroaction régionale de l'albédo, qui est positive en été et négative en hiver. La réponse de la végétation peut aussi entraîner des rétroactions importantes en termes de flux de carbone et de réponse du climat.[60, 62, 118-119]

Processus en jeu dans les océans : De récentes études sur le rôle du système de circulation thermohaline (CTH) de l'océan en tant qu'important mécanisme de réaction dans le système climatique planétaire suggèrent qu'il existe un fort lien entre les processus de formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord et dans l'océan austral. Les simulations des modèles donnent à penser qu'il y a deux principaux modes stables de circulation : un dans lequel un fort courant de circulation est induit par une intense plongée des eaux dans l'Atlantique Nord, et un dans lequel un faible courant de circulation est lié à un apport massif d'eau douce dans l'Atlantique Nord, qui atténue la plongée de l'eau de surface dans cette région, mais est accompagné d'une plongée plus forte dans l'océan austral. Cependant, les régimes de rétroaction du système CTH ne semblent pas être les mêmes dans les deux hémisphères, ceux de l'hémisphère Nord étant dominés par des processus en jeu dans l'Atlantique Nord, et ceux de l'hémisphère Sud par des processus en jeu dans le Pacifique. Ces rétroactions hémisphériques semblent présenter une corrélation négative. La remontée d'eau induite par le vent dans l'océan austral pourrait aussi intervenir pour régir l'intensité du système de la circulation thermohaline. Bien que les simulations de la réponse du climat à une augmentation du forçage de l'effet de serre suggèrent qu'il y aurait au début un accroissement de l'apport d'eau douce dans l'Atlantique Nord, et donc une baisse de l'intensité de la CTH d'un facteur de deux ou plus, la réponse aux états transitoires à long terme dépend d'un certain nombre de facteurs, dont la vitesse de réchauffement, la réponse des températures aux latitudes élevées, le changement du cycle hydrologique et le changement d'apport d'eau douce dans l'océan austral qui l'accompagnera. C'est pourquoi les réponses simulées sont très sensibles aux changements simulés des apports d'eau douce à l'échelle de l'hémisphère et aux schémas de mélange océanique utilisés. Les possibilités vont d'un rétablissement total à un arrêt complet, ce dernier cas ayant des implications énormes pour une Europe plus fraîche et plus sèche.[120-126]

La variabilité océanique aux échelles décennales a souvent été liée à divers phénomènes oscillatoires dans différentes régions de l'océan planétaire. Certains de ceux-ci, comme la variabilité de la thermocline dans le Pacifique Nord et l'ENSO, peuvent à leur tour être causés par des mécanismes de forçage en interaction comme des anomalies de la tension du vent et de la flottabilité en surface qui influent sur les régimes de circulation océanique sur la verticale et sur l'horizontale. Cependant, on a maintenant des indications que ces oscillations régionales seraient toutes interreliées dans un unique mode dominant de variabilité décennale indépendant d'un signal de tendance planétaire.[127-129]

4.2 Évaluation des modèles

Les simulations issues des modèles couplés du climat semblent rendre raisonnablement bien la variabilité interannuelle de même que le comportement oscillatoire de phénomènes comme l'ENSO et l'ONA (dont leurs fluctuations interdécennales). La réduction des erreurs systématiques et l'augmentation de la résolution dans les récentes modélisations semblent améliorer la performance de ces modèles. Cependant, les liens entre ces oscillations et les régimes de la TSM ne sont pas encore bien compris. Par exemple, alors que les oscillations ENSO simulées par les modèles pour l'optimum climatique d'il y a 6000 ans montrent des régimes semblables à ceux d'aujourd'hui, leurs téléconnexions avec les régimes de températures de l'océan et de précipitations tropicales sont différents. Les actuelles téléconnexions climatiques pourraient donc ne pas persister non plus dans le nouveau climat. Le chaos inhérent au système climatique y introduit aussi de multiples réponses non linéaires qui sont encore mal comprises, mais qui pourraient ajouter significativement à l'incertitude quant à la réponse du système climatique aux forçages climatiques du dernier siècle, et doivent donc être intégrées dans la conception des expériences de modélisation. Des expériences sur les ensembles menées avec le modèle couplé du GFDL suggèrent effectivement que la réponse du climat aux forçages beaucoup plus importants projetés pour le prochain siècle serait relativement insensible au moment de début des expériences, et donc que l'erreur due au chaos serait beaucoup moins significative pour de telles expériences.[130-136]

L'utilisation de schémas asynchrones au sein des modèles couplés peut certes aider à réduire le temps de calcul requis pour les expériences, mais ces schémas doivent être élaborés très soigneusement pour éviter des problèmes majeurs. Les modèles

du climat régional (MCR) continuent également à être améliorés avec profit pour accroître la fidélité des projections des MCG à l'échelle des paysages locaux. Cependant, les erreurs systématiques des conditions aux limites simulées par les MCG et d'autres problèmes amoindrissent leur potentiel, et les expériences récentes montrent encore quelques lacunes dans la distribution saisonnière des précipitations.[137-139]

4.3 Résultats des modèles

Les résultats d'un certain nombre de nouvelles simulations du climat futur effectuées avec des modèles couplés continuent de présenter des caractéristiques communes, mais aussi des différences significatives. Par exemple, le ECHAM4/OPYC3 de Hambourg, utilisant le scénario IS92a pour le forçage des gaz à effet de serre et des aérosols (avec les effets indirects des aérosols), suggère un réchauffement de 0,2 °C/décennie au cours du prochain siècle, un décalage vers les pôles des vents d'ouest des latitudes moyennes, une augmentation des précipitations aux latitudes élevées, et des conditions plus sèches sur une grande partie des terres de l'HN. Les effets des aérosols ont tendance à atténuer le renforcement du cycle hydrologique planétaire. Les nouvelles projections du modèles du GFDL montrent aussi une augmentation du transport d'humidité vers les pôles et des conditions estivales plus sèches aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, mais ces changements pourraient être plus difficiles à distinguer du bruit climatique que les changements concomitants des températures. Les expériences sur les forçages climatiques menées avec le modèle couplé du climat CCM3 du NCAR montrent un réchauffement de 2,3 °C au moment du doublement du CO_2, et donc une baisse de la sensibilité du climat par rapport à la version CCM1 de cet organisme. Cette situation est due en grande partie à une accentuation du mélange turbulent dans l'atmosphère, à une plus grande efficacité du transfert de chaleur latente et de chaleur sensible vers la haute atmosphère grâce à l'utilisation d'un schéma différent de convection profonde et une couche océanique plus complexe avec une réduction de la sensibilité de la couverture glacielle. On a également noté une légère baisse de la sensibilité dans les expériences faites avec le MCG à l'équilibre du GISS, lorsque de nouvelles améliorations à la paramétrisation des nuages ont été apportées au modèle. Le modèle couplé du GISS, partant de conditions à l'équilibre (c.-à-d. « démarrage à froid »), projette un réchauffement planétaire d'environ 1,4 °C sensiblement au moment du doublement du CO_2, avec des régions de refroidissement dans les océans Atlantique et Pacifique en réponse à des changements de la circulation réduisant la rétroaction nette de la glace de mer à l'échelle planétaire et donc la sensibilité du climat. Cependant, les chercheurs font la réserve que la plupart des modèles n'ont pris en compte qu'un sous-ensemble des facteurs de forçage en jeu dans le système climatique, que la compréhension de l'effet de facteurs tels que les aérosols est encore entachée de beaucoup d'incertitude, et que les résultats de ces modélisations doivent donc encore être utilisés avec prudence.[140-145]

Les simulations faites avec une version 2D du MCG du GISS et visant à évaluer les limites haute et basse de la sensibilité du climat à des forçages externes suggèrent que la plage de confiance de 95 % pour la réponse à l'équilibre au doublement des concentrations de CO_2 va de 0,7 °C à plus de 5,1 °C. Les projections aux états transitoires de la réponse du système au moment du doublement du CO_2 est de 0,5 à 3,3 °C, comparativement à une plage de 1,4 °C à 2,5 °C simulée par la génération actuelle de modèles couplés du climat. Par conséquent, la plage de réponse possible pourrait être significativement plus élevée que ce qu'on mentionne généralement.[146]

La plupart des simulations du climat issues des modèles continuent d'indiquer un affaiblissement significatif du système de CTH en réaction au réchauffement planétaire. Le modèle du GFDL, par exemple, suggère, en réaction au doublement du CO_2, une réduction initiale d'intensité de 50 % qui mettrait 500 ans à se rétablir et, dans un scénario de $4XCO_2$, un arrêt total avec un rétablissement minimal au cours du premier millénaire après l'arrêt. Cependant, la réponse du système climatique total, et en particulier des océans, est significativement en retard sur le changement des concentrations de CO_2, la grandeur du retard étant sensible à la vitesse d'accroissement du CO_2. Les nouvelles expériences avec le modèle HadCM3, qui n'incluent pas d'ajustements des flux, montrent une réduction de 25 % du système de CTH d'ici 2100, due surtout à un arrêt complet de la formation d'eau profonde dans la mer du Labrador dans les prochaines décennies. Le seuil d'arrêt complet du système de CTH pourrait se situer entre des concentrations atmosphériques de CO_2 de l'ordre de 675 ppmv (c.-à-d. entre le double et le triple des concentrations préindustrielles).[122, 147-150]

Le modèle couplé canadien du climat suggère que le forçage des gaz à effet de serre pendant le dernier siècle a fait devenir de plus en plus positifs les indices des oscillations arctique et antarctique, en raison d'un changement dans le climat de fond. Les changements ne semblent pas favoriser une phase de ces oscillations plutôt que l'autre, ni faire intervenir une réaction de la stratosphère. Le modèle du GISS montre aussi une réponse similaire de l'indice OA, mais seulement si le modèle inclut une représentation réaliste de la stratosphère et de sa dynamique. Le modèle canadien projette également une amplification de la réponse du climat avec l'altitude dans les régions alpines, à cause de rétroactions de l'albédo. Les simulations faites avec le modèle couplé de Hambourg semblent sous-estimer la sensibilité de l'ENSO au changement climatique dans les expériences à résolution grossière, mais suggèrent un renforcement du cycle ENSO dans un climat plus chaud quand on utilise des versions du modèle à résolution plus fine. Quand le modèle est lié à un modèle d'océan tropical à grande résolution, les résultats montrent une augmentation de la fréquence et de l'intensité des épisodes El Niño et La Niña avec l'augmentation du forçage par le CO_2.[151-156]

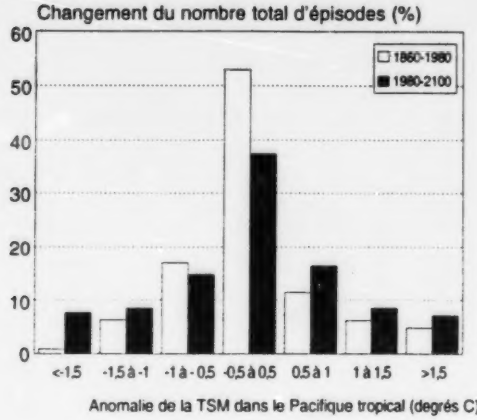

Figure 2. Changements projetés des comportements d'El Niño et de La Niña, simulés par une expérience réalisée avec un modèle couplé du climat. Les résultats suggèrent que les épisodes intenses tant El Niño que La Niña pourraient devenir plus fréquents, les états neutres étant moins courants. Adapté de Timmermann et al. (# 155).

On estime aussi que chaque degré de réchauffement de l'atmosphère fera augmenter le moment angulaire de la Terre, et donc baisser légèrement sa vitesse de rotation. Le réchauffement planétaire entraîner ainsi un allongement des jours terrestres.[157]

5.0 Tendances et variabilité du climat

5.1 Paléoclimats

Climats glaciaires et interglaciaires : Les longs enregistrements de la carotte de glace de Vostok indiquent que le présent interglaciaire peut constituer la plus longue période chaude stable depuis au moins 420 000 ans. En comparaison, aucun des trois interglaciaires précédents, bien qu'ayant duré entre 10 000 et 20 000 ans chacun, n'a connu de période chaude stable de plus de 4 000 ans. Chaque interglaciaire semble avoir été précédé d'un forçage orbital, amplifié par la réponse des concentrations de gaz à effet de serre et de changements subséquents de l'albédo à mesure que le climat se réchauffait. Bien que l'on admette généralement que les changements de l'excentricité soient à l'origine du cycle de forçage orbital de 100 000 ans, l'analyse spectrale des enregistrements des isotopes de la carotte de glace suggère qu'il aurait aussi pu être déclenché par une harmonique de changements dans la précession des équinoxes.[159]

De nouveaux enregistrements de carottes de sédiments continuent de laisser penser que, sous les tropiques, les TSM au cours du dernier maximum glaciaire se situaient à environ 5-6 °C sous celles d'aujourd'hui. Cette valeur est donc inférieure de jusqu'à 2 °C à ce qu'impliquaient les estimations paléoclimatiques passées. Le Gulf Stream semble aussi avoir été plus froid à cette époque, mais les centres des gyres subtropicaux ne semblent pas avoir changé de place. Les modèles du climat régis par ces changements des TSM projettent aussi des changements similaires des températures de l'atmosphère sous les tropiques, mais ces changements auraient varié considérablement d'un endroit à l'autre de cette région.[160-164]

Les enregistrements coralliens indiquent que le comportement de l'ENSO durant le dernier interglaciaire (environ 125 000 ans B.P.) était très semblable à ce qu'on a noté au cours des derniers siècles. Cependant, celui des dernières décennies semble s'écarter des paléo-enregistrements, ce qui conforte les hypothèses que le comportement actuel serait anormal.[165]

Les 15 000 dernières années : Diverses sources de données fournissent de nouvelles indications que le climat des latitudes moyennes à élevées est brusquement devenu plus froid et plus sec à intervalles d'environ 1500 ans au cours du présent interglaciaire, et peut-être même des 130 000 dernières années. Le Petit âge glaciaire d'il y a environ 400 ans en est le cas le plus récent. Ces anomalies semblent avoir été plus faibles pendant l'Holocène que pendant les périodes de glaciation et déglaciation, et certaines au moins montrent un réchauffement concomitant dans les régions polaires et tropicales. D'autres anomalies climatiques semblent liées à la dynamique des inlandsis. La vidange catastrophique de lacs glaciaires laurentiens et l'apport massif d'eau douce dans l'Atlantique Nord qui l'a accompagnée, par exemple, semblent avoir été des facteurs importants d'au moins une de deux renverses climatiques distinctes survenues en 9 000 à 8 000 ans B.P. D'autres anomalies climatiques brutales, dont les transitions du Dryas récent et de l'Holocène, et le réchauffement du Groenland il y a environ 14 700 ans, impliquent aussi que le processus déclencheur est lié à l'Atlantique Nord plutôt qu'aux tropiques. Ces données confortent les arguments que le changement climatique à long terme peut survenir sous la forme de changements soudains plutôt que graduels, et que le système climatique est très sensible à de très faibles changements des facteurs de forçage. Il existe aussi des indications que ces épisodes sont liés à des changements brusques de la circulation océanique, qui ont pu eux-mêmes être déclenchés par des forçages tels que les variations du rayonnement solaire ou des crues d'inlandsis.[166-175]

La désertification du Sahara a pu aussi être déclenchée par un changement des pluies de mousson induit par un forçage orbital et amplifié par des rétroactions biosphériques. En même temps, dans le triangle de Palliser (Prairies canadiennes), un réchauffement des étés et une baisse de la pluviométrie au milieu de l'Holocène (époque semblable à certaines projections issues des modèles pour un doublement du CO_2) se sont traduits par des longues périodes de grave sécheresse. Dans les 5 000 dernières années, les conditions sont redevenues plus humides et plus fraîches, mais il y a eu des périodes de sécheresse beaucoup plus prononcée que celles révélées par les enregistrements instrumentaux.[176-178]

Le dernier millénaire : Bien que plusieurs études basées sur des données substitutives des climats de l'hémisphère Nord au cours du dernier millénaire suggèrent que les dernières décennies ont été anormalement chaudes, certains craignent que ces analyses n'aient sous-estimé les incertitudes inhérentes à ces données.[179]

Des carottes de sédiments prélevées dans les Caraïbes montrent une variabilité décennale bien définie des climats régionaux des océans, et une variabilité interséculaire significative sur les 825 dernières années. Un changement des climats régionaux semble avoir eu lieu il y a environ 700 ans.[180]

5.2 Tendances du climat pendant le dernier siècle

Techniques de collecte et d'analyse des données : Tant les données de réanalyse basées sur les modèles que celles des radiosondages présentent des biais significatifs, et ne sont donc peut-être pas des sources fiables pour valider les estimations par données satellitaires des tendances de la température dans la troposphère libre, surtout dans les régions pour lesquelles les données sont rares. Il peut aussi y avoir des biais dans les données satellitaires en raison de discontinuités dans les enregistrements, de changements possibles des gradients atmosphériques et d'autres facteurs, ainsi que dans les données de surface en raison de l'urbanisation et d'autres influences. Une comparaison des tendances de la température planétaire en surface dérivées de quelque 7000 stations d'observations réparties dans le monde avec les tendances basées sur un sous-ensemble de plusieurs milliers de stations rurales donne à penser que le biais résiduel dû à l'urbanisation dans l'ensemble planétaire serait très petit. Cependant, plusieurs études indépendantes qui ont comparé les enregistrements de la température du sol avec ceux de stations climatologiques rurales voisines pour la première moitié du XX^{e} siècle révèlent qu'il pourrait aussi y avoir un certain biais dans les stations rurales. Le changement d'affectation des terres pourrait jouer un rôle important dans ces différences.[181-185]

Certains ont proposé d'utiliser les arbres de falaise à croissance lente et les changements de la pression aux stations de montagne comme substituts utiles pour les tendances des températures locales de l'air.[186-187]

Tendances des température : L'analyse de données de radiosondage recueillies en Amérique du Nord entre 1975 et 1994 montre un maximum du réchauffement en surface pouvant atteindre 0,5 °C/décennie aux latitudes élevées et un minimum de 0,1 °C/décennie aux latitudes moyennes. Par contraste, la troposphère montre un minimum de réchauffement aux latitudes élevées et un réchauffement supérieur à celui de la surface aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. La basse stratosphère se refroidit dans toutes les régions. L'analyse des différences entre, d'une part, les tendances estimatives de la température de la troposphère basée sur les données de radiosondes et de satellites et, d'autre part, celles des températures en surface montre une variance de basse fréquence de la différence, possiblement liée aux changements des gradients.[188-189]

Les tendances à une diminution de l'amplitude quotidienne de la température (AQT) dans de nombreuses régions du monde semblent liées à un accroissement de la nébulosité et à une intensification du cycle hydrologique. Dans tout le Canada, la diminution de l'AQT est associée à une hausse totale des températures minimales depuis 1946 de 0,4 °C, comparativement à 0,3 °C pour les températures maximales. La tendance de l'AQT dans le sud du Canada depuis 1895 est encore plus prononcée.[190-191]

À l'échelle régionale, les études des trous de forage montrent un réchauffement régional de 2,5 °C dans le sud des Prairies canadiennes depuis environ 1850, dont presque la moitié est survenue avant 1900. Les transformations de la végétation ont pu y contribuer, mais n'expliquent pas adéquatement le régime des changements saisonniers des températures qui se sont produits au cours du dernier siècle. Dans les océans, les observations suggèrent un léger réchauffement des eaux profondes de la mer de Norvège dans la dernière décennie, dû apparemment à des changements de la circulation océanique. La reconstruction des températures superficielles de la mer dans le Pacifique Nord depuis 1750, à l'aide des données des cernes de croissance d'arbres côtiers, montre à la fois une relation entre les températures de la région et l'oscillation décennale du Pacifique, et un réchauffement au XX^{e} siècle par rapport aux siècles précédents.[118, 192-194]

Attribution des causes des tendances de la température : Diverses analyses des tendances observées de la température en surface au cours du dernier siècle, comparativement aux données substitutives pour la variabilité climatique du siècle précédent, suggèrent que ces tendances sont sans précédent au moins dans le dernier millénaire, et qu'il est donc improbable qu'elles ne soient dues qu'à des causes naturelles. On obtient des résultats similaires pour les comparaisons avec les simulations de la variabilité naturelle issues des modèles. Il reste cependant des différences significatives entre les distributions spatiales observées du changement dû au forçage anthropique et celles des projections des modèles, différences qui sont aussi sensibles au modèle. Les meilleures corrélations entre les simulations et les tendances observées ou reconstruites de la température donnent à penser que des forçages tant anthropiques, solaires que volcaniques peuvent intervenir dans les tendances récentes, mais que le forçage solaire n'aurait eu qu'un rôle secondaire dans les dernières décennies. Certaines études suggèrent que la réponse du climat aux forçage radiatif pourrait, en fait, se manifester sous la forme d'un changement des modes de la variabilité naturelle ou d'un changement d'échelle planétaire superposé à la variabilité naturelle. C'est pourquoi il reste difficile d'attribuer directement le changement climatique récent à des causes précises.[104, 105, 195-205]

Le changement climatique et l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique sont aussi étroitement liés. Le renforcement de l'effet de serre atmosphérique entraîne un refroidissement de la stratosphère et peut donc contribuer à l'appauvrissement de

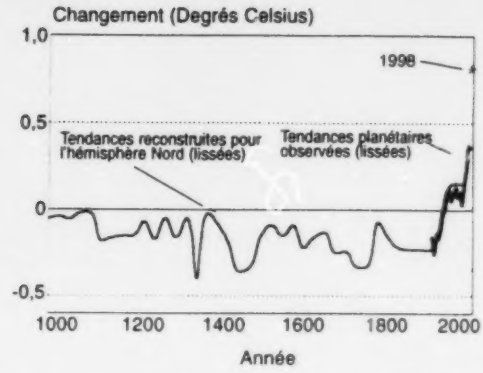

Figure 3. *Une comparaison des données instrumentales de la température en surface avec les enregistrements de la température des 1000 dernières années estimés à partir de diverses sources substitutives suggère que les 100 dernières années ont été le siècle le plus chaud du dernier millénaire, les années 1990 la décennie la plus chaude, et 1998 l'année la plus chaude. Adapté de Mann et al. (#202).*

l'ozone. Parallèlement, l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique réduit l'effet de serre net, et contribue donc pour beaucoup au refroidissement de la surface.[206]

Tendances des variables hydrologiques : La nébulosité moyenne planétaire sur les océans s'est accrue de 1,9 % depuis 1951, l'augmentation la plus grande touchant les nuages bas. Bien que ce genre de changement ne concorde pas avec les effets des aérosols, les causes de cette tendance ne sont pas claires.[207]

Sur toute l'Amérique du Nord, l'étendue du couvert nival a augmenté entre 1930 et 1980, puis a diminué. Les données recueillies aux stations de glace dans l'océan Arctique suggèrent aussi une légère diminution de l'épaisseur de neige depuis 1954. Dans les deux régions, on note de fortes tendances négatives au printemps. Les débits minimum et médian des cours d'eau des États-Unis ont aussi augmenté, mais on n'a pas d'indication d'une augmentation du débit maximum. Cette situation ne contredit pas les observations d'une hausse de la fréquence des épisodes de précipitations intenses en été, puisque la plupart des maximums sont actuellement liés à la fonte et au ruissellement au printemps, et non en été. Dans les Prairies canadiennes, tant les précipitations totales que le nombre d'épisodes de faibles précipitations ont augmenté depuis 1961.[208-212]

Sur la plus grande partie des États-Unis, l'humidité et les points de rosée de la troposphère ont aussi monté depuis 1961, surtout la nuit.[213]

Changement et variabilité de la circulation à grande échelle : Le changement brusque du volume et de la température des eaux de l'Atlantique entrant dans l'océan Arctique survenu depuis 1990 semble sans précédent, au moins dans les 50 dernières années. De même, l'absence d'icebergs sur les routes maritimes de l'Atlantique en 1999 semble lui aussi sans précédent depuis qu'on a commencé à prendre des observations, en 1912. Ces anomalies ont pu être causées par une amplification extrême de l'ONA. Les modélisations suggèrent que l'ONA peut avoir une basse fréquence naturelle d'environ 50 ans. On a également des indications d'oscillations d'échelle décennale dans le climat de l'Atlantique. Il semble cependant y avoir une tendance positive sous-jacente à la variabilité de l'ONA qui pourrait être liée à un forçage anthropique. Il faudra disposer d'observations améliorées et à plus long terme pour vérifier ces mécanismes et liens de cause à effet.[214-217]

L'océan austral semble lui aussi avoir connu récemment une réduction de la formation d'eau profonde qui pourrait être liée aux processus intervenant dans l'Atlantique Nord. En même temps, les oscillations de la TSM dans le Pacifique Nord pourraient contribuer à des variations de l'intensité des épisodes ENSO aux échelles de temps pluridécennales, qui semblent elles-mêmes liées à des variances dans le climat des bassins des océans Indien et Atlantique. Les analyses isotopiques de coraux fournissent aussi des indications d'une tendance à long terme au réchauffement, et d'une oscillation à périodicité de 35 ans des températures dans le centre-sud du Pacifique. Cette dernière est associée à des changements concomitants de la nébulosité et des précipitations sur la région.[169, 218-222]

Aussi bien la variabilité que les tendances des oscillations arctique et antarctique peuvent être des facteurs importants pour expliquer une grande partie de la variabilité des climats extratropicaux, surtout en ce qui concerne les tendances récentes des températures en surface. On a des indications que les variations de la dépression des Aléoutiennes, par exemple, sont liées à l'OA, bien que les oscillations du Pacifique semblent aussi intervenir. Le réchauffement des climats sous les tropiques a aussi pu réduire les gradients de température dans la haute troposphère et contribuer à une diminution du nombre de poussées d'air chaud de la troposphère dans la stratosphère dans la dernière décennie. Ce phénomène à son tour refroidit la stratosphère plus rapidement que prévu, en raison des seuls processus radiatifs, et a pu contribuer à la perte d'ozone dans l'Arctique.[153, 223-225]

La moyenne mensuelle de la vitesse maximale du vent semble avoir monté partout aux États-Unis depuis 1961, alors que les vitesses minimales ont baissé. Les causes de ces changements ne sont pas claires.[226]

Tendances de la glace de mer : L'analyse des données satellitaires en hyperfréquences passives montre une baisse de 14 % des concentrations de glace de plusieurs années dans l'Arctique depuis 1978, et une baisse de 3 % de l'étendue totale de glace d'hiver sur l'hémisphère Nord. L'épaisseur moyenne de la glace à la fin de l'été a aussi diminué de 42 % depuis la fin des années 1950. Cette baisse a des implications considérables pour les échanges de chaleur et d'eau douce, ainsi que pour la stratification dans l'océan Arctique. Les observations effectuées lors du récent projet de recherche SHEBA dans la mer de Beaufort indiquent également que la glace est beaucoup mince et les lisières situées beaucoup plus au nord que dans les années 1970. Des experts formulent l'hypothèse que cette situation pourrait être

attribuable en partie à une modification du comportement de l'ENSO, et au changement récent de l'ONA et de son effet sur la pénétration d'eaux de l'Atlantique dans l'Arctique, mais les modélisations indiquent qu'il est très peu probable que ces changements soient entièrement dus à des facteurs naturels.[227-232]

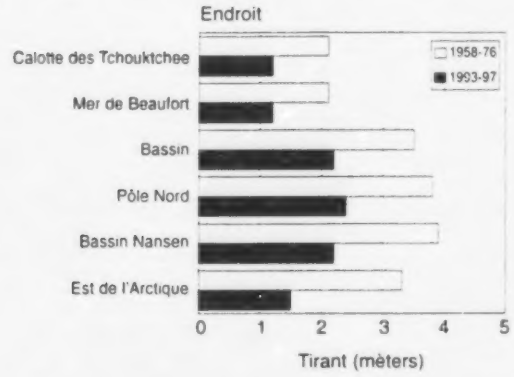

***Figure 4**. Les mesures du tirant de la glace dans l'océan Arctique prises depuis 40 ans par des expéditions sous-marines indiquent que l'épaisseur moyenne de la glace en été y a diminué de 42 % au cours de la période. Adapté de Rothrock et al. (# 231).*

Glaces terrestres et élévation du niveau de la mer : Les simulations des tendances du dépôt nival et de la fonte des glaces entre 1950 et 1991 faites par les modèles du climat suggèrent une augmentation nette du bilan massique de l'inlandsis du Groenland. On a obtenu des résultats similaires pour les inlandsis de l'Antarctique. Bien que ces résultats impliquent qu'aucun de ces inlandsis ne contribuerait significativement à un changement du niveau marin avant longtemps, le bilan massique net de l'inlandsis du Groenland semble avoir été négatif dans la dernière décennie; les mesures en surface et par altimétrie laser faites depuis 1993 montrent que l'inlandsis total au-dessus de 2000 m d'altitude est en équilibre approximatif, mais qu'il y a eu aux niveaux plus bas une perte de masse considérable due au fluage de la glace.[233-235]

Depuis 5 ans, le niveau marin dans le Pacifique Sud monte d'environ 25 mm/an, largement en raison du comportement de l'ENSO. Cette élévation, combinée à une fréquence accrue des tempêtes intenses dans la région, s'est traduite par une érosion significative des côtes des îles et la disparition de plusieurs îles inhabitées de Tuvalu.[236]

Conditions météorologiques extrêmes : L'analyse de données marégraphiques du nord-ouest de l'Europe prises comme indicateur des tempêtes dans la région montre une variabilité interannuelle considérable, mais pas de tendance réelle sur le dernier siècle. Les tempêtes extratropicales sur l'Atlantique Nord semblent aussi en moyenne ne pas présenter de tendance significative à long terme depuis 1885, bien que certains changements significatifs soient visibles localement au sein de la région. On a cependant des indications d'une augmentation des hauteurs des vagues significatives dans cette région depuis 1964, due probablement à une accentuation de la houle induite par des processus synoptiques de haute fréquence. Au cours du dernier siècle, on a noté montrent une légère augmentation du nombre d'ouragans de l'Atlantique touchant terre sur la côte est des États-Unis, mais l'intensité des événements reste assez constante. Les quelques décennies de faible activité peuvent être en train de faire place à une période d'activité plus élevée. Les changements de la TSM dans l'Atlantique Nord tropical semblent être la cause première de ces variations à long terme (et à plus court terme) ce qui suggère une forte rétroaction locale entre la TSM et les tempêtes.[237-241]

Les pertes économiques imputables à des phénomènes météorologiques extrêmes aux États-Unis ont significativement augmenté depuis 25 ans, bien que la plus grande partie de cette hausse semble due à des facteurs sociaux plutôt que climatiques. Il pourrait y avoir une exception pour les intenses tempêtes d'hiver, qui semblent avoir augmenté au moins partiellement en raison d'une hausse de la fréquence des tempêtes du nord-est. On a aussi des indications que les épisodes de précipitations de courte durée (moins de 7 jours) dans la région présentent une variabilité de basse fréquence, avec une occurrence supérieure à la moyenne dans les années 1940, le début des années 1980 et les années 1990, et une nette tendance à l'augmentation, de 3 %/décennie (possiblement liée à une variabilité d'échelle séculaire). Les tendances de la gravité des sécheresses dans la partie continentale des États-Unis, basées sur les données substitutives des cernes de croissance des arbres, indiquent que les années 1930 constituent la pire période de sécheresses régionales des 300 dernières années.[242-244]

Les variations pluridécennales de l'intensité de la formation d'eau profonde nord-atlantique modifient celle du système de circulation thermohaline (CTH) et influent sur celle de la remontée dans l'océan Indien et l'ouest du Pacifique. Quand la CTH s'intensifie, elle induit une augmentation de la libération de chaleur dans l'hémisphère oriental, et une réponse inverse de la fréquence et de l'intensité des épisodes El Niño dans les 5 ou 6 années suivantes. L'éventualité d'un renforcement de la CTH dans les prochaines décennies qui serait imputable à la variabilité naturelle à long terme pourrait donc se traduire par une période d'épisodes El Niño relativement plus faibles.[245]

Autres tendances : Diverses études ont permis d'observer des changements de la répartition et du comportement de certaines espèces. En Angleterre, par exemple, certaines espèces d'oiseaux ont migré vers le nord d'en moyenne 19 km dans les dernières décennies, et au moins 19 des espèces d'oiseaux du Royaume-Uni pondent plus tôt, en grande partie parce que les printemps sont plus chauds. Dans le dernier siècle, les répartitions de près des deux tiers de quelque 35 espèces de papillons européens non migrateurs se sont décalées vers le nord, dans certains cas de 240 km, alors qu'une seule espèce a migré vers le sud. Au Costa Rica, 40 % des espèces de grenouilles et de crapauds des forêts d'altitude ont disparu. Cet effondrement des populations

semble s'inscrire dans le cadre plus large d'une migration des communautés d'oiseaux, de reptiles et d'amphibiens de cette région, et est lié à une élévation du niveau de base des nuages orographiques en réponse à la hausse des températures, ce qui réduit la fréquence des brumes de saison sèche. En même temps, dans la région de la baie d'Hudson, au Canada, la santé des ours blancs décline depuis 20 ans, en grande partie parce que les températures sont plus élevées et que la rupture de la glace de mer sur la baie survient plus tôt.[246-250]

La fréquence et le nombre d'épidémies chez les coraux et les animaux marins ont augmenté récemment dans de nombreuses régions des océans. Ces tendances semblent liées à des modifications des aires de répartition à la fois des pathogènes connus et des espèces affectées. L'élévation rapide des températures pendant l'épisode El Niño de 1998 a aussi entraîné beaucoup de blanchissement des coraux, la mortalité atteignant jusqu'à 90 % dans certaines régions peu profondes de l'océan Indien.[251-252]

L'analyse des années de feux dans les forêts canadiennes révèle que les cinq pires sont survenues depuis 1975, et les cinq moins graves toutes avant 1974. Ce changement des intensités semble lié à une modification des régimes météorologiques au-dessus et en amont des régions incendiées.[253]

6.0 Impacts et adaptation

6.1 Effets de la fertilisation par le CO^2

Les études passées de l'effet direct d'un enrichissement en CO_2 sur les plantes, avec des expériences à la fois à l'air libre et en enceintes ouvertes sur le dessus, ont montré de façon répétée un important renforcement de la croissance et une augmentation de l'efficience d'utilisation de l'eau de nombreuses espèces végétales. L'exposition induit aussi une hausse des températures en surface pouvant atteindre 1 °C et due à la réduction du refroidissement par évapotranspiration. Cependant, certaines des expériences en enceintes ouvertes sur le dessus ont pu être biaisées par un réchauffement malencontreux de l'air à l'intérieur de l'enceinte. Malheureusement, le développement de modèles adéquats basés sur les processus permettant de prédire avec exactitude les effets d'un enrichissement en CO_2 sur la végétation est encore entravé par les insuffisances des connaissances sur la partition du carbone dans les écosystèmes et le fait que les experts ne réussissent pas à traduire leurs théories sur la fertilisation par le CO_2 en hypothèses vérifiables.[254-256]

Un certain nombre d'études récentes se sont penchées sur la façon dont les espèces végétales et les écosystèmes naturels réagissent à une exposition prolongée à des concentrations accrues de CO_2, avec et sans autres stress environnementaux. Par exemple, plusieurs essences d'arbres situées à proximité de sources naturelles de CO_2, en Italie, ont d'abord montré un renforcement de la croissance de plus de 150 %, qui a rapidement baissé avec le temps pour se situer aux environs de 10 à 20 % après 30 ans. La réponse à long terme sera aussi sensible à la disponibilité des nutriments et aux changements concomitants de la composition en espèces de l'écosystème. Des études expérimentales menées sur de jeunes plants de Douglas taxifolié montrent également que, lorsque les effets du changement climatique s'ajoutent à ceux d'un accroissement du CO_2, la respiration des systèmes racinaires, ainsi que la décomposition des matières organiques du sol et de la litière, augmentent significativement. Certains experts avancent que les effets directs du CO_2 devraient aussi accroître l'efficience d'utilisation de l'eau des plantes et réduire leur évapotranspiration, ce qui ferait monter la quantité d'eau disponible pour le ruissellement (surtout dans les climats secs). Cependant, plusieurs études suggèrent que les rétroactions de l'atmosphère et autres rétroactions des écosystèmes ont tendance à atténuer ces effets directs, ce qui abaisserait beaucoup la réponse à l'échelle de l'écosystème.[257-266]

L'augmentation des concentrations de dioxyde de carbone dans la couche supérieure des océans tropicaux fera baisser considérablement le point de saturation de l'aragonite (une forme du carbonate de calcium) et en fera donc augmenter la précipitation biosynthétique. Cette situation pourrait réduire considérablement l'accumulation des carbonates de calcium dans les récifs coralliens, dont le développement futur serait alors menacé.[267]

6.2 Méthodes permettant d'améliorer les analyses d'impact

La prévision des climats régionaux en vue de les utiliser dans les études d'impact fait intervenir une diversité de facteurs qui créent des incertitudes, comme les imperfections des MCG utilisés comme base pour les méthodes de réduction d'échelle, l'incertitude quant à la nature des facteurs de forçage externe appliqués dans les prédictions, et le chaos interne du système climatique lui-même. Le recours à des scénarios de forçage multiples, à des expériences sur les ensembles, et à un modèle intégré du système climatique qui inclue les rétroactions de la végétation pourrait aider à lever ces incertitudes. Cependant, il y a aussi des incertitudes introduites par la méthode de réduction d'échelle utilisée. Par exemple, bien que des études récentes aient utilisé avec profit à la fois des équations de régression multiple et des modèles du climat régional (MCR) pour relier les caractéristiques d'échelle synoptique au climat en surface, et donc produire des données climatologiques plus détaillées pour les études d'impact, les résultats peuvent différer significativement selon la méthode utilisée. En général, les scénarios régionaux constituent une amélioration par rapport aux scénarios plus grossiers fournis par les MCG, avec des techniques statistiques montrant une efficacité comparable à celle des MCR. Cependant, les méthodes statistiques peuvent être affectées par l'hypothèse que toutes les conditions climatiques locales sont régies par des forçages d'échelle synoptique plutôt que par des processus locaux, alors que les MCR sont biaisés par les erreurs dans les conditions aux limites fournies par le MCG auquel ils sont couplés. Il faudra donc poursuivre les efforts pour améliorer ces techniques.[268-273]

6.3 Ressources en eau et couverture glacielle

Des projections basées sur plusieurs expériences réalisées avec le modèle couplé Hadley du Royaume-Uni suggèrent que le ruissellement annuel va augmenter aux latitudes élevées, dans les régions équatoriales d'Afrique et d'Asie, et dans le sud-est de l'Asie, mais diminuer aux latitudes moyennes et dans les régions subtropicales. Dans les climats plus froids, le changement des régimes de chute et de fonte de la neige entraîneront aussi une diminution du couvert nival et un changement du régime régional du ruissellement.[274-275]

En Amérique du Nord, l'apport net en eau baissera dans de nombreuses régions (p. ex. l'ouest des États-Unis), mais augmentera dans d'autres. Les températures plus élevées auront aussi tendance à induire une dégradation de la qualité de l'eau. Les lacs risquent de devenir plus anoxiques dans les régions du sud et du centre-sud au milieu de l'été, mais moins en hiver dans les régions du nord, en raison d'une réduction spectaculaire de la couverture glacielle. Les lacs boréaux pourraient devenir moins productifs. Dans le bassin des Grands Lacs, il pourrait survenir des changements significatifs dès les prochaines décennies, puisque divers scénarios aux états transitoires suggèrent tous une réduction des ressources en eau. Dans le fond de la baie de Quinte, une élévation de 3 à 4 °C de la température de l'eau pourrait faire doubler les concentrations en phosphore total et anéantir nombre des réalisations des mesures mises en oeuvre par le passé. Cependant, les études concernant le bassin de la rivière Grand, dans cette même région, donnent à penser que des mesures d'adaptation peuvent aider à faire face à la plupart des impacts connexes.[276-281]

6.4 Écosystèmes naturels

Écosystèmes forestiers : La réponse modélisée des écosystèmes de forêt boréale du centre du Canada aux effets combinés du changement climatique, de la fertilisation par le CO_2 et des perturbations par le feu montre des différences significatives d'une région à l'autre. Dans la plupart des régions, on prévoit une augmentation de la productivité primaire nette. Cependant, les éventuels changements de la gravité de la perturbation par le feu n'ont pas été pris en compte dans l'étude.[282]

Les forêts montagneuses humides devraient subir des stress croissants, surtout pendant les saisons sèches, parce que les isolignes d'humidité se décaleront vers le nord en réaction au changement climatique. Comme ces forêts abritent un pourcentage élevé d'espèces qui ne sont présentes que là, souvent sur les sommets ou les crêtes, nombre de celles-ci seront menacées d'extinction.[283]

Les effets combinés de l'augmentation des concentrations de CO_2 et du réchauffement du climat pourraient faire monter les émissions de COV des écosystèmes de la partie continentale des États-Unis à plus de 80 % au-dessus des niveaux actuels. Cependant, à mesure que ces écosystèmes évolueront en réponse au changement climatique, les effectifs des espèces qui émettent beaucoup de COV vont probablement diminuer. À terme, la situation pourrait se traduire par une réduction nette des émissions.[284]

Paysages de prairies : Des études concernant le comportement de la région du triangle de Palliser, dans les Prairies canadiennes, pendant les changements de climat de l'Holocène montrent que des régions sèches comme celle-ci sont très vulnérables aux fluctuations du climat. Bien que les dunes de la région soient actuellement relativement stables, elles ont souvent été actives pendant les périodes plus sèches de la fin de l'Holocène et pourraient le redevenir avec seulement des changements relativement mineurs du climat régional. La réponse du paysage, et de ses systèmes de ruissellement, à un changement climatique supplémentaire sera complexe, à la fois parce qu'il est encore dans un état de déséquilibre consécutif aux changements passés et parce que des facteurs d'utilisation des terres par l'homme peuvent aussi y jouer un rôle dominant.[179, 285-286]

Écosystèmes polaires et alpins : Aux latitudes élevées, la dégradation du pergélisol dans un climat plus chaud aura d'importantes implications pour l'hydrologie, l'écologie, les flux de gaz à effet de serre et l'infrastructure sociale régionales. Ce seront entre autres les effets de perturbations accrues des terres sur la teneur en sels du ruissellement de surface dans l'Arctique. Cette salinisation du ruissellement, qui peut se poursuivre plusieurs décennies après la perturbation, peut entraîner de fortes accumulations de sels sur la surface des terres, avec des impacts négatifs significatifs sur les écosystèmes arctiques locaux.[287-288]

Écosystèmes marins et aquatiques : La hausse des précipitations que prédit le MCG canadien à l'équilibre dans des conditions de doublement du CO_2 entraînerait une augmentation significative de l'exportation de carbone organique dissous des écosystèmes canadiens vers les lacs et cours d'eau. Le maximum de cette exportation survient au printemps dans le sud du Canada, et en été dans le nord.[289]

Flore et faune : Les écosystèmes étant des systèmes complexes où les impacts sur un élément peuvent induire des impacts secondaires significatifs sur l'ensemble, le changement climatique pourrait avoir des effets en cascade dépassant de loin l'impact primaire. Les autres pressions s'exerçant sur les écosystèmes influeront aussi sur la manière dont ils réagiront. Par exemple, alors que les morses ont rapidement gagné de nouveaux territoires plus septentrionaux au large du Canada pendant la dernière déglaciation, la taille des populations et les pressions de la chasse pourront rendre plus difficile pour eux de réagir au changement actuel des conditions.[290]

Selon les prédictions, dans le nouveau climat projeté pour 2080, chez quelque 75 % des espèces d'oiseaux du Royaume-Uni, la ponte surviendra jusqu'à 18 jours plus tôt au printemps.[246]

Le changement climatique ainsi que les effets directs des activités humaines vont probablement faire s'agrandir l'aire de répartition tant des pathogènes que des espèces marines vulnérables aux maladies. Il pourrait s'ensuivre une hausse de la fréquence et du nombre d'épizooties affectant les mammifères marins et les coraux. Le blanchissement des coraux dû à

d'intenses anomalies de température pourrait stresser encore plus ces écosystèmes, bien que les enregistrements géologiques suggèrent que les coraux ont résisté à l'extinction durant les grandes sautes climatiques du passé.[251, 252, 291]

6.5 Agriculture

Les estimations de la production mondiale de nourriture basées sur les projections du modèle couplé de Hadley suggèrent une augmentation des rendements aux latitudes moyennes à élevées, mais une baisse aux basses latitudes, ce qui se traduirait par un risque de famine pour 80 millions de personnes de plus en 2080. Parmi les régions très vulnérables figurent les régions arides et sub-humides, surtout en Afrique. Cependant, les études n'ont pas encore bien intégré les effets concomitants des changements sur les ressources en eau, les réponses d'adaptation et d'autres facteurs importants. De plus, peu d'entre elles évaluent les implications de la variabilité ou des extrêmes du climat. Les résultats doivent donc encore être utilisés avec prudence et ne sauraient constituer une base solide pour la prise de décisions en matière de politiques. L'interaction concurrentielle entre les cultures, les mauvaises herbes, les insectes et les maladies changera elle aussi, posant d'autres problèmes pour les systèmes agricoles.[292-295]

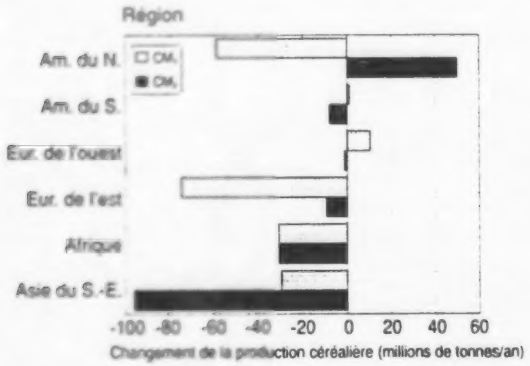

Figure 5. Estimations des changements de la production céréalière dans diverses régions du monde, basées sur les projections du changement climatique pour 2080 issues des modèles couplés du climat HadCM2 et HadCM3 du Hadley Centre. Les estimations prennent en compte les effets atténuateurs de la fertilisation par le CO_2. Les résultats sont très sensibles aux projections des changements de l'approvisionnement en eau, mais suggèrent que les pires pertes de cultures dues au changement climatique pourraient survenir dans les pays en développement. Adapté de Parry et al. (1293).

Dans des régions comme l'Europe, les effets du changement climatique sur la production agricole pourraient être difficiles à distinguer du bruit de fond avant le milieu du XXI[e] siècle, en raison à la fois des incertitudes du modèle et des effets concomitants de la variabilité interdécennale naturelle du climat.[296-297]

6.6 Phénomènes extrêmes

Des études utilisant les projections faites par les modèles du climat des changements de la température avec des concentrations accrues de CO_2 laissent penser que la fréquence des vagues de chaleur intense de 5 jours augmentera spectaculairement. L'une suggère que ces événements seront 6 fois plus fréquents à Berlin, et une autre en prévoit une multiplication par 8 pour Toronto. Cet état de choses a d'importantes implications en ce qui concerne le stress thermique direct, la demande en énergie pour la climatisation et la qualité de l'air.[298-299]

La foudre pourrait aussi connaître une augmentation d'activité, qui pourrait atteindre 40 % par degré Celsius d'élévation de la température dans l'hémisphère Nord.[300]

Des études utilisant les sorties du MCG du GISS avec à la fois un modèle simple de la formation de cyclones et une analyse spectrale du tourbillon suggèrent un accroissement significatif de la cyclogénèse dans l'Atlantique Nord, le golfe du Mexique et surtout le Pacifique Nord. L'intensité des ouragans est aussi fortement influencée par l'interaction avec la couche mélangée supérieure de l'océan, qui induit une rétroaction négative de la TSM. Bien que cette rétroaction ait une incidence mineure sur les ouragans qui se déplacent rapidement, elle peut réduire (jusqu'à 50 %) l'intensité de ceux qui se déplacent lentement.[301-302]

Bien que les tempêtes extratropicales soient des agents intermédiaires entre la circulation atmosphérique et les ressources en eau à la surface, et qu'il soit donc important de bien les comprendre dans le contexte de climats plus chauds, les modèles du climat ont encore une résolution trop grossière pour qu'on puisse bien évaluer les conséquences du changement climatique sur leurs caractéristiques.[239]

L'accroissement du transport de vapeur d'eau vers la stratosphère, dû à la fois au réchauffement projeté de la tropopause et à la décomposition du méthane, pourrait avoir d'importantes implications pour la chimie de l'ozone et la stabilité du vortex arctique en hiver et au printemps. Cet élément n'a pas encore été adéquatement pris en compte dans les études passées des impacts du changement climatique sur les épisodes d'intense appauvrissement de l'ozone au-dessus de l'Arctique.[303]

6.7 Glaces terrestres/élévation du niveau marin

Des simulations pluriséculaires de la réponse des inlandsis polaires au réchauffement planétaire donnent à penser que pendant le XXI[e] siècle, les baisses du bilan massique de l'inlandsis du Groenland seront largement compensées par des hausses dans l'Antarctique (qui seront encore dominées par l'évolution de fond de l'inlandsis). Aux échelles temporelles plus longues, la dynamique de la glace pourrait aussi faire que l'inlandsis antarctique ajoute à l'élévation du niveau de la mer, mais moins que ne le feraient les processus de fonte au Groenland. La contribution maximale de ces inlandsis à l'élévation du niveau marin serait d'environ 85 cm/siècle, et due surtout à celui du Groenland.[304]

Les sorties du modèle couplé de Hadley suggèrent que l'expansion thermique de l'océan pourrait ajouter 38 cm à l'élévation du niveau marin d'ici 2080, indépendamment de toute contribution de la fonte des glaciers de régions polaires ou tempérées. Cette élévation, si on la combine à la subsidence concomitante des côtes, quintuplerait le nombre de personnes vulnérables aux inondations par les ondes de tempête et entraînerait une disparition de milieux humides côtiers qui pourrait atteindre 22 %. Une élévation d'un mètre de plus affecterait nombre de grandes villes, en raison des inondations et des intrusions d'eau salée, mettrait en péril 30 % des terres cultivables de la planète, et menacerait de nombreuses structures côtières, dont des centrales nucléaires. Elle aurait donc des impacts dévastateurs sur toutes les sociétés de la planète. Parmi les plus vulnérables figurent les petits États insulaires, qui disposent de peu de ressources pour s'adapter.[305-307]

6.8 Économie et santé

Les changements des ressources planétaires en eau projetés pour divers scénarios de changement climatique suggèrent que le nombre de personnes qui vivront dans des régions souffrant d'une pénurie d'eau augmentera probablement d'ici 2025, mais les conséquences sont plus incertaines pour l'horizon 2050. Le changement climatique entraînera aussi un accroissement de l'inconfort et du stress dus aux effets combinés de la température et de l'humidité. Cette situation sera plus marquée dans les parties du monde qui sont déjà chaudes et humides, comme les régions tropicales et les régions extratropicales en été.[274, 308]

Les modèles ne concordent pas sur la façon dont le changement climatique influera sur les ressources en eau à l'échelle régionale. Pour les États-Unis, par exemple, le modèle couplé canadien projette des conditions beaucoup plus sèches d'ici 2030 dans toutes les régions sauf la Californie, et le CM2 de Hadley des conditions plus humides pour plus des deux tiers des régions. Il est donc difficile d'estimer les implications sur le coût de la gestion des ressources en eau. De même, les modèles divergent quant aux changements régionaux des extrêmes de précipitations. Cependant, ils sont généralement en accord sur le fait que le changement climatique à venir entraînera une augmentation de la fréquence et de l'intensité des épisodes de fortes pluies. Il s'ensuit une augmentation des extrêmes de débit des cours d'eau et du risque d'inondation. Toutefois, les dommages dus aux inondations sont régis plus par des facteurs humains que par ces changements de l'hydrologie.[211, 309-310]

Outre les coûts directs en termes de maladies et de souffrances causées par les phénomènes météorologiques extrêmes, les effets de la propagation de maladies et d'autres facteurs peuvent être considérables. Par exemple, le risque accru de fortes pluies et les climats plus humides feront monter la probabilité de maladies transmises par l'eau et les moustiques, et les changements des climats de l'océan peuvent augmenter la dispersion de substances toxiques et détruire les coraux. Le nombre de personnes en danger de souffrir du seul paludisme pourrait monter de plusieurs centaines de millions. Les climatologistes devront collaborer plus étroitement avec les scientifiques du domaine biomédical pour identifier les facteurs de risque et les mécanismes de la réaction des maladies au changement climatique, et ainsi mieux évaluer les risques mentionnés ci-dessus. L'OCDE a récemment estimé que les coûts mondiaux nets du changement climatique, dont ceux de certains de ces effets sur la santé, pourraient approcher 1 billion de dollars. Cette situation suggère que ce serait une erreur de retarder tout effort visant à atténuer ces risques.[311-315]

7.0 Politiques

7.1 Débat science-politiques

Des enquêtes menées auprès de 400 spécialistes du climat en Amérique du Nord et en Allemagne révèlent un consensus sur le fait que les connaissances actuelles quant aux risques du changement climatique justifient de commencer à prendre des mesures d'atténuation, bien qu'ils admettent aussi que ses effets néfastes ne peuvent pas encore être définis avec précision. De même, l'American Geophysical Union a récemment adopté un énoncé de position sur le changement climatique qui reconnaît que la compréhension actuelle en est entachée d'une incertitude considérable, mais indique qu'elle explique indéniablement les inquiétudes légitimes du public, et que les incertitudes ne justifient pas l'inaction. Ces positions impliquent que l'appel à l'action est basé non seulement sur des connaissances scientifiques, mais aussi sur des jugements normatifs. Certains avancent que ces explorations socio-scientifiques de la question du changement climatique devraient être entreprises avec prudence, et dans un cadre de collaboration entre les intervenants et les spécialistes des sciences sociales. C'est cette collaboration qui permettra d'évaluer plus efficacement et plus ouvertement les conséquences du changement climatique, de définir les besoins d'action, et de développer les stratégies de réponse appropriées. Elle jouera aussi un rôle important pour mettre les scientifiques en contact avec des systèmes de valeurs sociales qui interviennent autant, sinon plus, dans les processus décisionnels et aider à rétablir la confiance publique dans les scientifiques. Le savoir traditionnel des peuples autochtones, qui sont très conscients des cycles naturels et de l'interaction du climat et des écosystèmes, peut également se révéler très précieux. De plus, les scientifiques du climat devraient éviter de publier trop rapidement leurs résultats, pour ne pas courir le risque d'une rétroaction sur des résultats invalides. Ils devraient aussi faire ressortir le besoin d'adaptation, puisque même la limitation des concentrations de gaz à effet de serre à un simple doublement des niveaux préindustriels ne permettrait pas d'éviter les risques d'impacts sérieux. Enfin, les experts du climat devraient prendre exemple sur d'autres communautés d'experts, comme les professions médicales et juridiques, et mieux définir, en termes que puissent comprendre les profanes, les notions de probabilité, de risque et d'incertitude attachées aux conseils qu'ils fournissent et,

en général, améliorer les connaissances scientifiques du public et des médias en matière de changement climatique.[316-326]

Il existe divers outils d'analyse des politiques et mécanismes institutionnels qui peuvent les aider à cet égard, comme les analyses coûts-bénéfices et l'approche des « fenêtres de tolérance ». Cependant, ces outils peuvent facilement être mal utilisés ou mal compris, et devraient donc l'être de manière collaborative, pour fournir un appui au processus décisionnel en matière de politiques plutôt que pour prescrire des actions en ce domaine. Il faudra peut-être aussi développer de nouveaux outils. Par exemple, les modèles d'évaluation intégrée peuvent aider à mieux relier les résultats des modèles du climat à des aspects de la société qui sont plus pertinents au processus décisionnel. Les incertitudes des modèles peuvent être prises en compte dans ces analyses, mais vont généralement amener des politiques d'atténuation plus strictes. D'un autre côté, certains avancent que des analyses coûts-bénéfices qui cherchent à optimiser une fonction de bien-être social en incluant tous les facteurs de qualité de vie pertinents seraient la meilleure méthode pour déterminer les stratégies de réponse optimales.[327-334]

Les évaluations et avis scientifiques basés sur des discussions à huis clos d'un groupe sélect de scientifiques peuvent fournir un apport décisionnel efficace et rapide à court terme, mais perdent en efficacité à long terme, faut de l'appui des communautés plus vastes dans le domaine tant de la science que des politiques. C'est pourquoi des mécanismes axés sur le consensus, comme le GIEC, bien que lourds et aux prises avec des conflits d'intérêts et de points de vue, sont un meilleur processus consultatif à long terme. Cependant, même si le processus du GIEC semble honnête en ce qui concerne les incertitudes dans ses évaluations, trop mettre l'accent sur le consensus va à l'encontre de la nature contradictoire de l'examen scientifique, et peut donc être une attitude dangereuse si l'on ne tient pas compte des points de vue minoritaires.[335-336]

Il est important que des scientifiques de pays en développement participent aux recherches et aux évaluations scientifiques, pour que leur pays aient un rôle proactif dans le développement de politiques d'atténuation planétaires. Malheureusement, nombre de ces pays n'ont pas la capacité endogène nécessaire pour participer à ces travaux de recherche et d'évaluation.[337]

Un bon nombre de scientifiques soutiennent encore qu'il y a des écarts significatifs entre les tendances observées du climat et celles projetées par les modèles, et suggèrent qu'il y a matière à être sceptique quant aux risques du changement climatique. Par exemple, alors que les modèles indiquent que l'Arctique se réchauffera plus que les basses latitudes, certaines parties de cette région se sont refroidies dans les dernières décennies.[338]

7.2 Mesures d'atténuation

Même si l'hydroélectricité est une source renouvelable d'énergie qui pourrait déplacer l'électricité produite à partir de combustibles fossiles, des études montrent que certains des réservoirs de cette filière, qui inondent de grandes quantités de biomasse, peuvent être des sources importantes de méthane pendant quelques dizaines d'années après l'inondation. Les carburants renouvelables à base d'éthanol fabriqués à partir de maïs et de biomasse cellulosique, peuvent aussi aider à réduire significativement les émissions nettes de CO_2 liées à la consommation d'énergie, mais les coûts de production de l'éthanol de cellulose sont encore prohibitifs.[339-340]

Les efforts visant à réduire les émissions de gaz à effet de serre du secteur agricole, qui contribue pour 10 % aux émissions totales du Canada, peuvent offrir de grands avantages secondaires à la fois pour l'environnement local et pour la durabilité à long terme de cette industrie. Les stratégies d'atténuation en ce sens, cependant, devraient viser simultanément le dioxyde de carbone, l'hémioxyde d'azote et le méthane, dont les émissions sont interreliées.[341]

Maintenir et accroître le contenu en carbone des milieux humides côtiers et des forêts de la planète sont également des moyens efficaces de ralentir l'augmentation des concentrations atmosphériques de CO_2 tout en offrant de nombreux avantages connexes. Les cycles d'exploitation-régénération des forêts tendent à en faire des sources nettes et ne sont pas une façon efficace de réduire les émissions, à moins que les produits de l'exploitation ne servent à des applications de stockage à long terme et que la régénération de la forêt ne soit rapide.[342-344]

Le captage et l'élimination du CO_2 des cheminées industrielles est une autre manière de réduire les émissions. Les procédés permettant de lier le CO_2 capté dans des carbonates minéraux par le biais de réactions avec le magnésium ou le calcium peuvent avoir un certain potentiel. Le déversement de CO_2 liquide dans l'océan profond serait une autre solution d'élimination, mais des études donnent à penser que le CO_2 s'accumulera sur le plancher océanique et réagira avec les sédiments du fond marin pour former des hydrates, processus qui libère beaucoup de chaleur et pourrait avoir des implications significatives sur l'environnement local.[345-346]

Les émissions de SF6 et de PFC pourraient être abaissées de 25 % à des coûts relativement bas. Les techniques de comptabilisation n'étant pas encore bien établies, les réductions annoncées, basées sur des techniques de déclaration modifiées, pourraient cependant être frauduleuses.[80]

7.3 Mesures d'adaptation

Certains avancent qu'il pourrait être beaucoup plus simple de retarder les mesures d'atténuation jusqu'à ce qu'on dispose de meilleures technologies énergétiques, et que les progrès futurs de la science et de la technologie nous aideront à nous adapter aux changements qui se produiront dans les faits. Par contre, d'autres font la mise en garde que les pays les plus vulnérables sont justement ceux qui n'ont pas les ressources voulues pour faire face aux impacts du changement climatique, et que la population mondiale de réfugiés de l'environnement (25 millions de personnes en 1998) pourrait être six fois plus élevée d'ici 2050. Pour préparer les collectivités à composer avec les catastrophes liées au changement climatique, il faudra surtout veiller à fournir les ressources et l'infrastructure nécessaires au niveau de la collectivité, avec une assistance des organismes internationaux de secours.[319, 324, 347-348]

Remerciements

Cette revue a été préparée par Henry Hengeveld, conseiller scientifique principal en matière de changement climatique auprès du Service météorologique du Canada (SMC), Environnement Canada. L'auteur tient à remercier Patti Edwards de son aide dans la révision et la mise au point du document, ainsi que Pam Kertland (Ressources naturelles Canada) et Jim McTaggart-Cowan (Université Royal Roads) de leurs précieux apports et commentaires.

RÉFÉRENCES

Note: BAMS = Bulletin of the American Meteorological Society; CC = Climatic Change; GBC = Global Biogeochem.Cycle; GCB = Global Change Biology; GRL = Geophysical Research Letters; JGR = Journal of Geophysical Research; JAWRA = Journal of the American Water Resources Association; 23rd ACDPWS = 23rd Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, Miami, FL, Oct. 1998.

1.0 INTRODUCTION

1. Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A. *et al.* (eds.). 1996. Changement Climatique 1995. *Aspects scientifique de l'évolution du climat - groupe de travail I du GIEC*, Cambridge Press, 572 pp.

2. Watson, R.T., Zinyowera, M.C. et Moss, R.H. (eds.). 1996. *Climate Change 1995. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analysis:* (Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the IPCC), Cambridge Press, 877 pp.

3. Harvey, D., Gregory, J., Hoffert, M. *et al.* 1997. *An Introduction to Simple Climate Models used in the IPCC Second Assessment Report.* Intergovernmental Panel on Climate Change Technical Paper 2, 39 pp.

4. Schimel, D., Grubb, M., Joos, F. *et al.* 1997. *Stabilization of Atmospheric Greenhouse Gases: Physical, Biological and Socio-economic Implications.* Intergovernmental Panel on Climate Change Technical Paper 3, 48 pp.

5. Wigley, T.M., Jain, A.K., Joos, F. *et al.* 1997. *Implications of proposed CO_2 Emission Limitations.* Intergovernmental Panel on Climate Change Technical Paper 4, 37 pp.

2.0 CHANGEMENTS DE LA COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE

2.1 Dioxyde de carbone

6. Climate Diagnostic and Monitoring Laboratories - On Line.

7. Broecker, W.S., Clark, E., McCorkle, D.C. *et al.* 1999. Evidence for a reduction in the carbonate content of the deep sea during the course of the Holocene. *Paleoceanography* **14:**744-752.

8. Ciais, P. 1999. Restless carbon pools. *Nature* **398:** 111-112.

9. Francey, R.J., Allison, C.E., Etheridge, D.M. *et al.* 1999. A 1000-year high precision record of delta C-13 in atmospheric CO_2. *Tellus* **51B:** 170-193.

10. Indermuhle, A., Stocker, T.F., Joos, F. *et al.* 1999. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO_2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature* **398:** 121-126.

11. Trudinger, C.M., Enting, I.G., Francey, R.J. *et al.* 1999. Long-term variability in the global carbon cycle inferred from a high-precision CO_2 and delta C-13 ice-core record. *Tellus* **51B:** 233-248.

12. Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J. *et al.* 1999. Ice core records of atmospheric CO_2 around the last three glacial terminations. *Science* **283:** 1712-1714.

13. Wagner, F., Bohncke, S.J.P., Dilcher, D.L. *et al.* 1999. Century-scale shifts in early holocene atmospheric CO_2 concentration. *Science* **284:** 1971-1973.

14. Flower, B.P. 1999. Warming without high CO_2? *Nature* **399:** 313-314.

15. Pagani, M., Arthur, M.A., et Freeman, K.H. 1999. Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide. *Paleoceanography*. **14:** 273-292.

16. Joos, F., Meyer, R., Bruno, M. *et al.* 1999. The variability in the carbon sinks as reconstructed for the last 1000 years. *GRL* **26:** 1437-1440.

17. Kaminski, T., Heimann, M., et Giering, R. 1999. A coarse grid three-dimensional global inverse model of the atmospheric transport. 1. Adjoint model and Jacobian matrix. *JGR* **104:** 18, 535-18, 553.

18. Langenfelds, R.L., Francey, R.J., Steele, L.P. *et al.* 1999. Partitioning of the global fossil CO_2 sink using a 19-year trend in atmospheric O-2. *GRL* **26:** 1897-1900.

19. Lefevre, N., Watson, A.J., Cooper, D.J. *et al.* 1999. Assessing the seasonality of the oceanic sink for CO_2 in the northern hemisphere. *GBC* **13:** 273-286.

20. Rayner, P.J., Enting, I.G., Francey, R.J. *et al.* 1999. Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO_2, delta C- 13 and O-2/N-2 observations. *Tellus* **51B:** 213-232.

21. Rayner, P.J., Law, R.M., et Dargaville, R. 1999. The relationship between tropical CO_2 fluxes and the El Niño-Southern Oscillation. *GRL* **26:** 493-496.

22. Sabine, C.L., Key, R.M., Johnson, K.M. *et al.* 1999. Anthropogenic CO_2 inventory of the Indian Ocean. *GBC* **13:** 179-198.

23. Sonnerup, R.E., Quay, P.D., McNichol, A.P. *et al.* 1999. Reconstructing the oceanic 13C Suess effect. *GBC* **13:** 857-872.

24. Tsunogai, S., Watanabe, S. et Sato, T. 1999. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO_2? *Tellus* **51B:** 701-712.

25. Ciais, P., Friedlingstein, P., Schimel, D.S., et Tans, P.P. 1999. A global calculation of the delta C-13 of soil respired carbon: Implications for the biospheric uptake of anthropogenic CO_2. *GBC* **13:** 519-530.

26. Conway, T.J. et Tans, P.P. 1999. Development of the CO_2 latitude gradient in recent decades. *GBC* **13:** 821-826.

27. Erickson, D.J. 1999. Nitrogen deposition, terrestrial carbon uptake and changes in the seasonal cycle of atmospheric CO_2. *GRL* **26:** 3313-3316.

28. Fan, S.M., Blaine, T.L., et Sarmiento, J.L. 1999. Terrestrial carbon sink in the Northern Hemisphere estimated from the atmospheric CO_2 difference between Manna Loa and the South Pole since 1959. *Tellus* **51B:** 863-870.

29. Fan, S., Gloor, M., Mahlman, J. *et al.* North American carbon sink (response to letters). *Science* **283:** 1815a.

30. Holland, E.A. et Brown, S. 1999. North American carbon sink. *Science* **283:** 1815a.

31. Houghton, R.A. et Hackler, J.L. 1999. Emissions of carbon from forestry and land-use change in tropical Asia. *GCB* **5:** 481-492.

32. Jenkinson, D.S., Goulding, K. et Powlson, D.S. 1999. Nitrogen deposition and carbon sequestration. *Nature* **400:** 629-629.

33. Kicklighter, D.W., Bondeau, A., Schloss, A.L. *et al.* 1999. Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): global pattern and differentiation by major biomes. *GCB.* **5:** 16-24.

34. Lloyd, J. 1999. Current perspectives on the terrestrial carbon cycle. *Tellus* **51B:** 336-342.

35. Nadelhoffer, K.J., Emmett, B.A., Gundersen, P. *et al.* 1999. Nitrogen deposition makes a minor contribution to carbon sequestration in temperate forests. *Nature* **398:** 145-148.

36. Nadelhoffer, K.J., Ermmett, B.A., Gundersen, P. *et al.* 1999. Nitrogen deposition and carbon sequestration (Réponse à des commentaires par Jenkinson *et al.* et par Siedering). *Nature* **400:** 629.

37. Potter, C.S. et Klooster, S.A. 1999. Detecting a terrestrial biosphere sink for carbon dioxide: Interannual ecosystem modeling for the mid-1980s. *CC* **42:** 489-503.

38. Potter, C.S. et Klooster, S.A .1999. North American carbon sink. *Science* **283:** 1815a.

39. Potter, C.S., Klooster, S., et Brooks, V. 1999. Interannual variability in terrestrial net primary production: Exploration of trends and controls on regional to global scales. *Ecosystems.* **2:** 36-48.

40. Randerson, J.T., Field, C.B., Fung, I.Y., et Tans, P.P. 1999. Increases in early season ecosystem uptake explain recent changes in the seasonal cycle of atmospheric CO_2 at high northern latitudes. *GRL* **26:** 2765-2768.

41. Randerson, J.T., Thompson, M.V., et Field, C.B. 1999. Linking C-13-based estimates of land and ocean sinks with predictions of carbon storage from CO_2 fertilization of plant growth. *Tellus* **51B:** 668-678.

42. Schindler, D.W. 1999. The mysterious missing sink. *Nature* **398:** 105-107.

43. Sievering, H. 1999. Nitrogen deposition and carbon sequestration (Comments on Nadelhoffer *et al.* in *Nature* **398:** 145-148). *Nature* **400:** 629-630.

44. Apps, M.J., Kurz, W.A., Beukema, S.J. & Bhatti, J.S. 1999. Carbon budget of the Canadian forest product sector. *Environmental Science & Policy* **2:** 25-41.

45. Chen, W.J., Black, T.A., Yang, P.C. *et al.* 1999. Effects of climatic variability on the annual carbon sequestration by a boreal aspen forest. *GCB* **5:** 41-53.

46. Houghton, R.A., Hackler, J.L. et Lawrence, K.T. 1999. The U.S. carbon budget: contributions from land-use change. *Science* **285:** 574-578.

47. Joiner, D.W., Lafleur, P.M., McCaughey, J.H., et Bartlett, P.A. 1999. Interannual variability in carbon dioxide exchanges at a boreal wetland in the BOREAS northern study area. *JGR* **104:** 27663-27672.

48. Kurz, W.A. et Apps, M.J. 1999. A 70-year retrospective analysis of carbon fluxes in the Canadian forest sector. *Ecol.Appl* **9:** 526-547.

49. Tian, H., Melillo, J.M., Kicklighter, D.W. *et al.* 1999. The sensitivity of terrestrial carbon storage to historical climate variability and atmospheric CO_2 in the United States. *Tellus* **51B:** 414-452.

50. Moore, T.R., Trofymow, J.A., Taylor, B. *et al.* 1999. Litter decomposition rates in Canadian forests. *GCB.* **5:** 75-82.

51. Moorhead, D.L., Currie, W.S., Rastetter, E.B. *et al.* 1999. Climate and litter quality controls on decomposition: An analysis of modeling approaches. *GBC* **13:** 575-589.

52. Richter, D.D., Markewitz, D., Trumbore, S.E. et Wells, C.G. 1999. Rapid accumulation and turnover of soil carbon in a re-establishing forest. *Nature* **400:** 56-58.

53. Fahnestock, J.T., Jones, M.H., et Welker, J.M. 1999. Wintertime CO_2 efflux from arctic soils: Implications for annual carbon budgets. *GBC* **13:** 775-779.

54. Kettles, I. et Tarnocai, C. 1999. Development of a model for estimating the sensitivity of Canadian peatlands to global warming. *Géographie physique et Quaternaire* **53:** 323-338.

55. Robinson, S.D. et Moore, T.R. 1999. Carbon and peat accumulation over the past 1200 years in a landscape with discontinuous permafrost, northwestern Canada. *GBC* **13:** 591-601.

56. Welker, J.M., Brown, K.B., et Fahnestock, J.T. 1999. CO_2 flux in Arctic and alpine dry tundra: Comparative field responses under ambient and experimentally warmed conditions. *Arctic and Antarctic Alpine Research* **31:** 272-277.

57. DeLucia, E.H., Hamilton, J.G., Naidu, S.L. *et al.* 1999. Net primary production of a forest ecosystem with experimental CO_2 enrichment. *Science* **284:** 1177-1179.

58. Kicklighter, D.W., Bruno, M., Donges, S. *et al.* 1999. A first-order analysis of potential role of CO_2 fertilization to affect the global carbon budget: a comparison of four terrestrial biosphere models. *Tellus* **51B:** 343-366.

59. Liski, J., Ilvesniemi, H., Makela, A., et Westman, C.J. 1999. CO_2 emissions from soil in response to climatic warming are overestimated - The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. *Ambio.* **28:** 171-174.

60. White, A., Cannell, M.G.R., et Friend, A.D. 1999. Climate change impacts on ecosystems and the terrestrial carbon sink: a new assessment. *Global Environ.Change* **9:** S21-S30.

61. Joos, F., Plattner, G.K., Stocker, T.F. *et al.* 1999. Global warming and marine carbon cycle feedbacks an future atmospheric CO_2. *Science* **284:** 464-467.

62. Matear, R.J. et Hirst, A.C. 1999. Climate change feedback on the future oceanic CO_2 uptake. *Tellus* **51B:** 722-733.

63. Orr, J.C. On ocean carbon-cycle model comparison. *Tellus* **51B:** 509-510 (1999).

64. Sarmiento, J.L. et Hughes, T.M.C. 1999. Anthropogenic CO_2 uptake in a warming ocean. *Tellus* **51B:** 560-561.

65. Tans, P.P. et Wallace, D.W.R. 1999. Carbon cycle research after Kyoto. *Tellus* **51B:** 562-571.

2.2 Autres gaz à effet de serre et aérosols

66. Dedikov, J.V., Akopova, G.S., Gladkaja, N.G. *et al.* 1999. Estimating methane releases from natural gas production and transmission in Russia. *Atmospheric Environment.* **33:** 3291-3299.

67 Denier van der Gon, H. 1999. Changes in CH_4 emission from rice fields from 1960 to 1990s 2. The declining use of organic inputs in rice farming. *GBC* **13:** 1053-1062.

68. Judd, M.J., Kellier, F.M., Ulyatt, M.J. *et al.* 1999. Net methane emissions from grazing sheep. *GCB* **5:** 647-657.

69. Quay, P., Stutsman, J., Wilbur, D. *et al.* 1999. The isotopic composition of atmospheric methane. *GBC* **13:** 445-461.

70. Schrope, M.K., Chanton, J.P., Allen, L.H. et Baker, J.T. 1999. Effect of CO_2 enrichment and elevated temperature on methane emissions from rice, Oryza sativa. *GCB.* **5:** 587-599.

71. Katz, M.E., Pak, D.K., Dickens, G.R., et Miller, K.G. 1999. The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum. *Science* **286:** 1531-1533.

72. Kerr, R.A. 1999. A smoking gun for an ancient methane discharge. *Science* **286:** 1465.

73. Sugimoto, A., Inoue, T., Kirtibutr, N. et Abe, T. 1999. Methane oxidation by termite mounds estimated by the carbon isotopic composition of methane. *GBC* **12:** 595-605.

74. Weyhenmeyer, C.E. 1999. Methane emissions from beaver ponds: rates, patterns, and transport mechanisms. *GBC* **13:** 1079-1090.

75. Ridgwell, A.J., Marshall, S.J., et Gregson, K. 1999. Consumption of atmospheric methane by soils: A process-based model. *GBC* **13:** 59-70.

76. Fluckiger, J., Dallenbach, A., Blunier, T. *et al.* 1999. Variations in atmospheric N_2O concentration during abrupt climatic changes. *Science* **285:** 227-230.

77. Grant, R.F. et Pattey, E. 1999. Mathematical modeling of nitrous oxide emissions from an agricultural field during spring thaw. *GBC* **13:** 679-694.

78. Kroeze, C., Mosier, A., et Bouwan, L. 1999. Closing the global N_2O budget: a retrospective analysis 1500-1994. *GBC* **13:** 1-8.

79. Harnisch, J., Borchers, R., Fabian, P., et Maiss, M. 1999. CF4 and the age of mesospheric and polar vortex air. *GRL* **26:** 295-298.

80. Victor, D.G. et MacDonald, G.J. 1999. A model for estimating future emissions of sulfur hexafluoride and perfluorocarbons. *CC* **42:** 633-662.

81. Ko, M., Shia, R.L., Sze, N.D. *et al.* 1999. Atmospheric lifetime and global warming potential of HFC-245fa. *JGR* **104:** 8173-8181.

82. Myhre, G., Nielsen, C.J., Powell, D.L., et Stordal, F. 1999. Infrared absorption cross section, radiative forcing, and GWP of four hydrofluro(poly)ethers. *Atmospheric Environment.* **33:** 4447-4458.

83. Randel, W.J., Stolarski, R.S., Cunnold, D.M. *et al.* 1999. Trends in the vertical distribution of ozone. *Science* **285:** 1689-1692.

84. Sirois, A. et Barrie, L.A. 1999. Arctic lower tropospheric aerosol trends and composition at Alert, Canada: 1980-1995. *JGR* **104:** 11599-11618.

3.0 FORÇAGE RADIATIF

3.1 Forçages anthropiques

85. Forster, P.M. de F. 1999. Radiative forcing due to stratospheric ozone changes 1979-1997, using updated trend estimates. *JGR* **104:** 24395-24399.

86. Forster, P.M.D. et Shine, K.P. 1999. Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling. *GRL* **26:** 3309-3312.

87. Highwood, E.J., Shine, K.P., Hurley, M.D. et Wallington, T.J. 1999. Estimation of direct radiaitve forcing due to non-methane hydrocarbons. *Atmospheric Environment* **33:** 759-767.

88. Roelofs, G.J. 1999. Radiative forcing by tropospheric ozone: impact of cloud representation. *GRL* **26:** 467-470.

89. Facchini, M.C., Mircea, M., Fuzzi, S. et Charlson, R.J. 1999. Cloud albedo enhancement by surface-active organic solutes in growing droplets. *Nature* **401:** 257-259.

90. Haywood, J.M., Ramaswamy, V. et Soden, B.J. 1999. Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans. *Science* **283:** 1299-1302.

91. Kiehl, J.T. 1999. Solving the aerosol puzzle. *Science* **283:** 1273.

92. Rajeevan, M. 1999. Aerosol-cloud-climate effect: study with a radiative transfer model. *Mausam* **49:** 195-202.

93. Rodhe, H. 1999. Clouds and climate. *Nature* **401:** 223-225.

94. Rotstayn, L.D. 1999. Indirect forcing by anthropogenic aerosols: A global climate model calculation of the effective-radius and cloud-lifetime effects. *JGR* **104:** 9369-9380.

95. Saxena, V. K. et Menon, S. 1999. Sulfate-induced cooling in the southeastern US: An observational assessment. *GRL* **26:** 2489-2492.

96. Iacobellis, S.F., Frouin, R., et Somerville, R.C.J. 1999. Direct climate forcing by biomass-burning aerosols: Impact of correlations between controlling variables. *JGR* **104:** 12031-12045.

97. Kirkevag, A., Iversen, T., et Dahlback, A. 1999. On radiative effects of black carbon and sulphate aerosols. *Atmospheric Environment* **33:** 2621-2635.

98. Boucher, O. 1999. Air traffic may increase cirrus cloudiness. *Nature* **397:** 30-31.

99. Minnis, P., Schumann, U., Doelling, D.R. *et al.* 1999. Global distribution of contrail radiative forcing. *GRL* **26:** 1853-1856.

3.2 Forçages naturels

100. Damon, P.E. et Peristykh, A.N. 1999. Solar cycle length and 20th Century northern hemisphere warming: revisited. *GRL* **26:** 2469-2472.

101. Free, M. et Robock, A. 1999. Global warming in the context of the Little Ice Age. *JGR* **104:** 19057-19070.

102. Lockwood, M., Stamper, R., et Wild, M.N. 1999. A doubling of the Sun's coronal magnetic field during the past 100 years. *Nature* **399:** 437-439.

103. Lockwood, M. et Stamper, R. 1999. Long-term drift of the coronal source magnetic flux and the total solar irradiance. *GRL* **26:** 2461-2464.

104. Lean, J. et Rind, D. 1999. Evaluating sun-climate relationships since the Little Ice Age. *J Atmos Sol.Terr.Phys* **61:** 25-36.

105. Marcus, S.L., Ghil, M., et Ide, K. 1999. Models of solar irradiance variability and the instrumental temperature record. *GRL* **26:** 1449-1452.

106. Pap, J.M. et Frohlich, C. 1999. Total solar irradiance variations. *J Atmos Sol. Terr. Phys* **61:** 15-24.

107. Pearce, F. 1999. Blazing hot - The Sun started global warming but now we're to blame. *New Sci* **162:** 5.

108. Rottman, G. 1999. Solar iradiance and its temporal variation. *J. Atm. And Solar-Terrestrial Physics* **61:** 37-44.

109. Shindell, D.T., Rind, D., et Balachandran, N. 1999. Interannual variability of the Antarctic ozone hole in a GCM. Part II: A comparison of unforced and QBO-induced variability. *J Atmos Sci* **56:** 1873-1884.

110 Solanki, S.K. et Fligge, M. 1999. A reconstruction of total solar irradiance since 1700. *GRL* **26:** 2465-2468.

4.0 MODÉLISATION DU CLIMAT

4.1 Processus intégrés dans les modèles du climat

111. Schneider, E.K., Kirtman, B.P. et Lindzen, R.S. 1999. Tropospheric water vapor and climate sensitivity. *J. Atm. Sciences* **56:** 1649-1658.

112. Hall, A. et Manabe, S. 1999. The role of water vapor feedback in unperturbed climate variability and global warming. *J Climate* **12:** 2327-2346.

113. Perovich, D.K., Andreas, E.L., Curry, J.A. *et al.* 1999. Year on ice gives climate insights. *EOS* **80:** 481-486.

114. Shepherd, T.G. 1999. The stratosphere and climate. *CMOS Bulletin* **27:** 174-177.

115. Summers, M.E. 1999. Vertical couplings. *Science* **284:** 1783-1785.

116. Pitman, A.J., HendersonSellers, A., Desborough, C.E. *et al.* 1999. Key results and implications from phase 1(C) of the Project for Intercomparison of Land-Surface Parametrization Schemes. *Clim Dynam* **15:** 673-684.

117. Saunders, I.R., Bowers, J.D., Huo, Z. *et al.* 1999. Simulation of alpine tundra surface microclimates using the Canadian Land Surface Scheme I. Albedo and net radiation modelling. *Int J Climatol* **19:** 913-926.

118. Levis, S., Foley, J.A., et Pollard, D. 1999. Potential high-latitude vegetation feedbacks on CO_2-induced climate change. *GRL* **26:** 747-750.

119. Raddatz, R.L. 1999. Anthropogenic vegetation transformation and maximum temperatures on the Canadian prairies. *CMOS Bulletin* **27:** 167-172.

120. Hasumi, H. et Suginohara, N. 1999. Atlantic deep circulation controlled by heating in the Southern Ocean. *GRL* **26:** 1873-1876.

121. Manabe, S. et Stouffer, R.J. 1999. Are two modes of thermohaline circulation stable? *Tellus A Dyn.Meteorol Oceanog.* **51:** 400-411.

122. Manabe, S. et Stouffer, R.J. 1999. The role of thermohaline circulation in climate. *Tellus* **51B:** 91-109.

123. Rahmstorf, S. et Ganopolski, 1999. A. Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *CC* **43:** 353-367.

124. Wang, X.L., Stone, P.H., et Marotzke, J. 1999. Global thermohaline circulation. Part I: Sensitivity to atmospheric moisture transport. *J Climate* **12:** 71-82.

125. Wang, X.L., Stone, P.H., et Marotzke, J. 1999. Global thermohaline circulation. Part II: Sensitivity with interactive atmospheric transports. *J Climate* **12:** 83-91.

126. Wiebe, E.C. et Weaver, A.J. 1999. On the sensitivity of global warming experiments to the parameterisation of sub-grid scale ocean mixing. *Clim Dynam* **15:** 875-893.

127. Liu, Z. et Zhang, R. 1999. Propagation and mechanism of decadal upper-ocean variability in the North Pacific. *GRL* **26:** 739-742.

128. Livezey, R.E. et Smith, T.M. 1999. Interdecadal variability over North America: Global change and NPO, NAO, and AO? *23rd ACDPWS*, **pp.** 277-279.

129. Weaver, A.J. 1999. Extratropical subduction and decadal modulation of El Niño. *GRL* **26:** 743-746.

4.2 Évaluation des modèles

130. Dixon, K.W. et Lanzante, J.R. 1999. Global mean surface air temperature and North Atlantic overturning in a suite of coupled GCM climate change experiments. *GRL* **26:** 1885-1888.

131. Dunn, M. et Torrence, C. 1999. Interdecadal changes in ENSO in the NCAR Climate System Model. *23rd ACDPWS*, **pp.** 251-254.

132. OttoBliesner, B.L. 1999. El Niño La Niña and Sahel precipitation during the middle Holocene. *GRL* **26:** 87-90.

133. Rind, D. 1999. Complexity and climate. *Science* **284:** 105-107.

134. Rodwell, M.J., Rowell, D.P., et Folland, C.K. 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature* **398:** 320-323.

135. Sperber, K.R. 1999. Are revised models better models? A skill score assessment of regional interannual variability. *GRL* **26:** 1267-1270.

136. Stratton, R.A. 1999. A high resolution AMIP integration using the Hadley Centre model HadAM2b. *Clim Dynam* **15:** 9-28.

137. Dubois, M.A. et Yiou, P. 1999. Testing asynchronous coupling on simple "ocean-atmosphere" dynamic systems. *Clim Dynam* **15:** 1-7.

138. Giorgi, F. et Mearns, L.O. 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *JGR* **104:** 6335-6352.

139. Giorgi, F. et Shields, C. 1999. Tests of precipitation parameterizations available in latset version of NCAR regional climate model (RegCM) over continental United States. *JGR* **104:** 6353-6375.

4.3 Résultats des modèles

140. Kothavala, Z., Oglesby, R.J., et Saltzman, B. 1999. Sensitivity of equilibrium surface temperature of CCM3 to systematic changes in atmospheric CO_2. *GRL* **26:** 209-212.

141. Roeckner, E., Bengtsson, L., Feichter, J. *et al.* 1999. Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *J Climate* **12:** 3004-3032.

142. Russell, G.L. et Rind, D. 1999. Response to CO_2 transient increase in the GISS coupled model: Regional coolings in a warming climate. *J Climate* **12:** 531-539.

143. Shine, K.P. et Forster, P.M.D. 1999. The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments. *Global and Planetary Change* **30:** 205-225.

144. Wetherald, R.T. et Manabe, S. 1999. Detectability of summer dryness caused by greenhouse warming. *CC* **43:** 495-511.

145. Yao, M.S. et DelGenio, A.D. 1999. Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. *J Climate* **12:** 761-779.

146. Forest, C.E., Allen, M.R., Stone, P.H. et Sokolov, A.P. 2000. Constraining uncertainties in climate models using climate change detection techniques. *GRL* **27:** 569-572.

147. Rahmstorf, S. 1999. Shifting seas in the greenhouse? *Nature* **399:** 523-524.

148. Schmittner, A. et Stocker, T.F. 1999. The stability of the thermohaline circulation in global warming experiments. *J Climate* **12:** 1117-1133.

149. Stouffer, R.J. et Manabe, S. 1999. Response of a coupled ocean-atmosphere model to increasing atmospheric carbon dioxide: Sensitivity to the rate of increase. *J Climate* **12:** 2224-2237.

150. Wood, R.A., Keen, A.B., Mitchell, J.F.B., et Gregory, J.M. 1999. Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO_2 forcing in a climate model. *Nature* **399:** 572-575.

151. Fyfe, J.C., Boer, G.J., et Flato, G.M. 1999. The Arctic and Antarctic oscillations and their projected changes under global warming. *GRL* **26:** 1601-1604.

152. Fyfe, J.C. et Flato, G.M. 1999. Enhanced climate change and its detection over the Rocky Mountains. *J Climate* **12:** 230-243.

153. Shindell, D.T., Miller, R.L., Schmidt, G.A. et Pandolfo, L. 1999. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature* **399:** 452-455.

154. Timmermann, A. 1999. Detecting the nonstationary response of ENSO to greenhouse warming. *J Atmos Sci* **56:** 2313-2325.

155. Timmermann, A., Oberhuber, J., Bacher, A. *et al.* 1999. Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature* **398:** 694-697.

156. Timmermann, A., Latif, M., Grotzner, A., et Voss, R. 1999. Modes of climate variability as simulated by a coupled general circulation model. Part I: ENSO-like climate variability and its low- frequency modulation. *Clim Dynam* **15:** 605-618.

157. Matthews, R. 1999. Days just drag. *New Scientist* **163:** 17.

5.0 TENDANCES ET VARIABILITÉ DU CLIMAT

5.1 Paléoclimats

158. Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D. *et al.* 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399:** 429-436.

159. Ridgwell, A.J., Watson, A.J., et Raymo, M.E. 1999. Is the spectral signature of the 100 kyr glacial cycle consistent with a Milankovitch origin? *Paleoceanography*. **14:** 437-440.

160. Hostetler, S.W. et Mix, A.C. 1999. Reassessment of ice-age cooling of the tropical ocean and atmosphere. *Nature* **399:** 673-676.

161. Lee, K.E. et Slowey, N.C. 1999. Cool surface waters of the subtropical North Pacific Ocean during the last glacial. *Nature* **397:** 512-514.

162. Lynch-Stieglitz, J., Curry, W.B. et Slowey, N. 1999. Weaker Gulf Stream in the Florida Straits during the Last Glacial Maximum. *Nature* **402:** 644-648.

163. Mix, A.C., Morey, A.E., Pisias, N.G., et Hostetler, S.W. 1999. Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no-analog problem yields cool ice age tropics. *Paleoceanography*. **14:** 350-359.

164. Pinot, S., Ramstein, G., Marsiat, I. *et al.* 1999. Sensitivity of the European LGM climate to North Atlantic sea-surface temperature. *GRL* **26:** 1893-1896.

165. Hughen, K.A., Schrag, D.P. et Jacobsen, S.B. 1999. El Niño during the last interglacial period recorded by a fossil coral from Indonesia. *GRL* **26:** 3129-3132.

166. Adams, J., Maslin, M., et Thomas, E. 1999. Sudden climate transitions during the Quaternary. *Prog.Phys Geog.* **23:** 1-36.

167. Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C. *et al.* 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* **400:** 344-348.

168. Bianchi, G.G. et McCave, I.N. 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* **397:** 515-517.

169. Broecker, W.S., Sutherland, S. et Peng, T.-H. 1999. A possible 20th-century slowdown of Southern Ocean Deep Water Formation. *Science* **286:** 1132-1135.

170. Budyko, M. 1999. Climate catastrophes. *Global Planet Change* **20:** 281-288.

171. Goslar, T., Wohlfarth, B., Bjorck, S. *et al.* 1999.Variations of atmospheric C-14 concentrations over the Allerod- Younger Dryas transition. *Clim Dynam* **15:** 29-42.

172. Hu, F.S., Slawinski, D., Wright, H.E. *et al.* 1999. Abrupt changes in North American climate during early Holocene times. *Nature* **400:** 437-440.

173. Kerr, R.A. The Little Ice Age - Only the latest big chill. *Science* **284:** 2069.

174. Ruhlemann, C., Mulitza, S., Muller, P.J. *et al.* 1999. Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature* **402:** 511-514.

175. Severinghaus, J.P. et Brook, E.J. 1999. Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science* **286:** 930-934.

176. Sincell, M. 1999. A wobbly start for the Sahara. *Science* **285:** 325-325.

177. Claussen, M., Kubatzki, C., Brovkin, V. *et al.* 1999. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *GRL* **26:** 2037-2040.

178. Lemmen, D.S. et Vance, R.E. 1999. An overview of the Palliser Triangle Global Change Project. *Geological Survey of Canada Bulletin 534* (D.S. Lemmen et R.E. Vance, eds.), **pp.** 7-20.

179. Briffa, K.R. et Osborn, T.J. 1999. Climate warming - Seeing the wood from the trees. *Science* **284:** 926-927.

180. Black, D.E., Peterson, L.C., Overpeck, J.T. *et al.* 1999. Eight centuries of North Atlantic Ocean atmosphere variability. *Science* **286:** 1709-1713.

5.2 Tendances du climat pendant le dernier siècle

181. Changnon, S.A. 1999. A rare long record of deep soil temperatures defines temporal temperature changes and an urban heat island. *CC* **42:** 531-538.

182. Peterson, T.C., Gallo, K.P., Lawrimore, J. *et al.* 1999. Global rural temperature trends. *GRL* **26:** 329-332.

183. Santer, B.D., Hnilo, J.J., Wigley, T.M.L. *et al.* 1999. Uncertainties in observationally based estimates of temperature change in the free atmosphere. *JGR* **104:** 6305-6333.

184. Skinner, W.R. et Majorowicz, J.A. 1999. Regional climatic warming and associated twentieth century land-cover changes in north-western North America. *Climate Res* **12:** 39-52.

185. Stendel, M., Christy, J.R. et Bengtsson, L. 1999. How representative are recent temperature trends. *23rd ACDPWS*, **pp.** 115-117.

186. Larson, D.W., Matthes, U., Gerrath, J.A. *et al.* 1999. Ancient stunted trees on cliffs. *Nature* **398:** 382-383.

187. Toumi, R., Hartell, N., et Bignell, K. 1999. Mountain station pressure as an indicator of climate change. *GRL* **26:** 1751-1754.

188. Angell, J.K. 1999. Variation with height and latitude of radiosonde temperature trends in North America, 1975-94. *J Climate* **12:** 2551-2561.

189. Brown, S., Parker, S. et Folland, C. 1999. Changing lower tropospheric lapse rates? A contribution to the MSU2R debate. *23rd ACDPWS*, **pp.** 123-125.

190. Dai, A., Trenberth, K.E., et Karl, T.R. 1999. Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *J Climate* **12:** 2451-2473.

191. Vincent, L.A., Zhang, X. et Hogg, W.D. 1999. Maximum and minimum temperature trends in Canada for 1895-1995 and 1946-1995. *10th Symposium on Global Change Studies, January 1999.*

192. D'Arrigo, R., Wiles, G., Jacoby, G., et Villalba, R. 1999. North Pacific sea surface temperatures: past variations inferred from tree rings. *GRL* **26:** 2757-2760.

193. Majorowicz, J.A., Safanda, J., Harris, R.N., et Skinner, W.R. 1999. Large ground surface temperature changes of the last three centuries inferred from borehole temperatures in the Southern Canadian Prairies, Saskatchewan. *Global Planet Change* **20:** 227-241.

194. Osterhus, S. et Gammelsrod, T. 1999. The abyss of the Nordic Seas is warming. *J Climate* **12:** 3297-3303.

195. Barnett, T.P. 1999. Comparison of near-surface air temperature variability in 11 coupled global climate models. *J Climate* **12:** 511-518.

196. Barnett, T.P., Hasselmann, K., Chelliah, M. *et al.* 1999. Detection and attribution of recent climate change: A status report. *Bull Amer Meteorol Soc* **80:** 2631-2659.

197. Corti, S., Molteni, F., et Palmer, T.N. 1999. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature* **398:** 799-802.

198. D'Arrigo, R., Jacoby, G., Free, M., et Robock, 1999. A. Northern hemisphere temperature variability for the past three centuries: Tree-ring and model estimates. *CC* **42:** 663-675.

199. Hileman, B. 1999. Case grows for climate change. *Chemical and Engineering News* **177:** 16-23.

200. Hoffert, M.I., Caldeira, K., Covey, C. *et al.* 1999. Solar variability and the Earth's climate. *Nature* **401:** 764.

201. Jain, S., Lall, U., et Mann, M.E. 1999. Seasonality and interannual variations of northern hemisphere temperature: Equator-to-pole gradient and ocean-land contrast. *J Climate* **12:** 1086-1100.

202. Mann, M.E., Bradley, R.S., et Hughes, M.K. 1999. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *GRL* **2:** 759-762.

203. Parker, E.N. 1999. Sunny side of global warming. *Nature* **399:** 416-417.

204. Soon, W., Baliunas, S.L., Robinson, A.B. et Robinson, Z.W. 1999. Environmental effects of increased atmospheric carbon dioxide. *Climate Res* **13:** 149-164.

205. Tett, S.F.B., Stott, P.A., Allen, M.R. *et al.* 1999. Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface. *Nature* **399:** 569-572.

206. Randel, W.J. et Wu, F. 1999. Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *J Climate* **12:** 1467-1479.

207. Norris, J.R. 1999. On trends and possible artifacts in global ocean cloud cover between 1952 and 1995. *J Climate* **12:** 1864-1870.

208. Akinremi, O.O., McGinn, S.M. et Cutforth, H.W. 1999. Precipitation trends on the Canadian Prairies. *J Climate* **12:** 2996-3003.

209. Frei, A., Robinson, D.A., et Hughes, M.G. 1999. North American snow extent: 1900-1994. *Int J Climatol* **19:** 1517-1534.

210. Lins, H.F. et Slack, J.R. 1999. Streamflow trends in the United States. *GRL* **26:** 227-230.

211. Pielke, R.A. et Downton, M.W. 1999. U.S. trends in streamflow and precipitation: using societal impact data to address an apparent paradox. *Bull Amer Meteorol Soc* **80:** 1435-1436.

212. Warren, S.G., Rigor, I.G., Untersteiner, N. *et al.* 1999. Snow depth on Arctic sea ice. *J Climate* **12:** 1814-1829.

213. Gaffen, D.J. et Ross, R.J. 1999. Climatology and trends of U.S. surface humidity and temperature. *J Climate* **12:** 811-826.

214. Alekseev, G.V., Bulatov, L.V., Zakharov, V.F. et Ivanov, V.V. 1999. Thermal expansion of atlantic water in the Arctic basin. *Russian Meteorology and Hydrology* **7:** 54-61.

215. Dickson, B. 1999. All change in the Arctic. *Nature* **397:** 389-390.

216. Paeth, H., Hense, A., Glowienka-Hense, R. *et al.* 1999. The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced regional climate change. *Clim Dynam* **15:** 953-960.

217. Tourre, Y.M., Rajagopalan, B., et Kushnir, Y. 1999. Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean during the last 136 years. *J Climate* **12:** 2285-2299.

218. Boiseau, M., Ghil, M., et JuilletLeclerc, A. 1999. Climatic trends and interdecadal variability from South-Central Pacific coral records. *GRL* **26:** 2881-2884.

219. Gershunov, A., Barnett, T.P. et Cayan, D.R. 1999. North Pacific interdecadal oscillation seen as factor in ENSO-related North American climate anomalies. *EOS* **80:** 25-30.

220. Kerr, R.A. 1999. Big El Niños ride the back of slower climate change. *Science* **283:** 1108-1109.

221. Torrence, C. et Deser, C. 1999. Are interdecadal changes in ENSO connected to the mid-latitudes? *23rd ACDPWS*, pp. 174-177.

222. Torrence, C. et Webster, P.J. 1999. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *J Climate* **12:** 2679-2689.

223. Overland, J.E., Adams, J.M. et Bond, N.A. 1999. Decadal variability of the Aleutian low and its relation to high-latitude circulation. *J Climate* **12:** 1534-1541.

224. Pearce, F. Chill in the air. *New Sci* **162:** 28-32.

225. Thompson, D.W.J. et Wallace, J.M. 1999. Structure of the Arctic and Antarctic Oscillations. *23rd ACDPWS*, pp. 281-284.

226. Klink, K. 1999. Trends in mean monthly maximum and minimum surface wind speeds in the coterminous United States, 1961 to 1990. *Climate Res* **13:** 193-205.

227. Johannessen, O.M., Shalina, E.V., et Miles, M.W. 1999. Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation. *Science* **286:** 1937-1939.

228. Kerr, R.A. 1999. Will the Arctic Ocean lose all its ice? *Science* **286:** 1828.

229. Maslanik, J.A., Serreze, M.C. et Agnew, T. 1999. On the record reduction in 1998 Western Arctic sea-ice cover. *GRL* **26:** 1905-1908.

230. Monastersky, R. 1999. Sea change in the Arctic: an oceanful of clues points to climatic warming in the far North. *Science News* **155:** 104-106.

231. Rothrock, D.A., Yu, Y. et Maykut, G.A. 1999. Thinning of the Arctic sea-ice cover. *GRL* **26:** 3469-3472.

232. Vinnikov, K.Y., Robock, A., Stouffer, R.J. *et al.* 1999. Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent. *Science* **286:** 1934-1937.

233. Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S. *et al.* 1999. Rapid thinning of parts of the Southern Greenland ice sheet. *Science* **283:** 1522-1524.

234. Smith, I. 1999. Estimating mass balance components of the Greenland ice sheet from a long-term GCM simulation. *Global Planet Change* **20:** 19-32.

235. Thomas, R.H., Csatho, B.M., Gogineni, S. *et al.* 1999. Thickening of the westerns part of the Greenland ice sheet. *J Glaciology*. **44:** 653-658.

236. Tutangata, T. 1999. Vanishing islands. *Our Planet* **10:** 11-12.

237. Bijl, W., Flather, R., deRonde, J.G., et Schmith, T. 1999. Changing storminess? An analysis of long-term sea level data sets. *Climate Res* **11:** 161-172.

238. Gulev, S.K. et Hasse, L. 1999. Changes of wind waves in the North Atlantic over the last 30 years. *Int J Climatol* **19:** 1091-1117.

239. Hayden, B.P. 1999. Climate change and extratropicla storminess in the United States: an assessment. *J. Am. Water Resour. Assoc.* **35:** 1387-1398.

240. Smith, E. 1999. Atlantic and East Coast hurricanes 1900-98: a frequency and intensity study for the twenty-first century. *Bull Amer Meteorol Soc* **80:** 2717-2720.

241. Vitart, F. et Anderson, J.L. 1999. Simulation of interannual and interdecadal variability of tropical storm frequency over the Northwest Atlantic in an ensemble of GCM integrations. *23rd ACDPWS*, pp. 211-213.

242. Cook, E.R., Meko, D.M., Stahle, D.W., et Cleaveland, M.K. 1999. Drought reconstructions for the contintental United States. *J Climate* **12:** 1145-1162.

243. Kunkel, K.E., Andsager, K., et Easterling, D.R. 1999. Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United State and Canada. *J Climate* **12:** 2515-2527.

244. Kunkel, K.E., Pielke, R.A., et Changnon, S.A. 1999. Temporal fluctuations in weather and climate extremes that cause economic and human health impacts: A review. *Bull Amer Meteorol Soc* **80:** 1077-1098.

245. Gray, W.M. 1999. The Atlantic Ocean thermohaline circulation as a driver for multi-decadal variations in El Niño intensity and frequency. *23rd ACDPWS*, pp. 54-57.

246. Crick, H.Q.P. et Sparks, T.H. 1999. Climate change related to egg-laying trends. *Nature* **399:** 423-424.

247. Parmesan, C., Ryrholm, N., Stefanescu, C. *et al.* 1999. Poleward shifts in geographical ranges of butterfly species associated with regional warming. *Nature* **399:** 579-583.

248. Pounds, J.A., Fogden, M.P.L., et Campbell, J.H. 1999. Biological response to climate change on a tropical mountain. *Nature* **398:** 611-615.

249. Stirling, I., Lunn, N.J., et Iacozza, J. 1999. Long-term trends in the population ecology of polar bears in western Hudson Bay in relation to climatic change. *Arctic* **52:** 294-306.

250. Thomas, C.D. et Lennon, J.J. 1999. Birds extend their ranges northwards. *Nature* **399:** 213.

251. Harvell, C.D., Kim, K., Burkholder, J.M. *et al.* Emerging marine diseases - climate links and anthropogenic factors. *Science* **285:** 1505-1510.

252. Wilkinson, C., Linden, O., Cesar, H. *et al.* 1999. Ecological and socioeconomic impacts of 1998 coral mortality in the Indian Ocean: An ENSO impact and a warning of future change? *Ambio*, **28:** 188-196.

253. Skinner, W.R., Stocks, B.J., Martell, D.L. *et al.* 1999. The association between circulation anomalies in the mid-troposphere and area burned by wildland fire in Canada. *Theor Appl Climatol* **63:** 89-105.

6.0 IMPACTS ET ADAPTATION

6.1 Effets de la fertilisation par le CO_2

254. Kimball, B.A., LaMorte, R.L., Pinter, P.J *et al.* 1999. Free-air CO_2 enrichment and soil nitrogen effects on energy balance and evapotranspiration of wheat. *Water Resour. Res* **35:** 1179-1190.

255. Luo, Y.Q., Reynolds, J., Wang, Y.P. et Wolfe, D. 1999. A search for predictive understanding of plant responses to elevated CO_2. *GCB* **5:** 143-156.

256. vanOijen, M., Schapendonk, A.H.C.M., Jansen, M.J.H. *et al.* 1999. Do open-top chambers overestimate the effects of rising CO_2 on plants? An analysis using spring wheat. *GCB* **5:** 411-421.

257. Beerling, D. 1999. J. Long-term responses of boreal vegetation to global change: an experimental and modelling investigation. *GCB* **5:** 55-74.

258. Bounoua, L., Collatz, G.J., Sellers, P.J. *et al.* 1999. Interactions between vegetation and climate: Radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO_2. *J Climate* **12:** 309-324.

259. Idso, S.B. 1999. The long-term response of trees to atmospheric CO_2 enrichment. *GCB* **5:** 493-495.

260. Kirschbaum, M.U.F. 1999. Modelling forest growth and carbon storage in response to increasing CO_2 and temperature. *Tellus* **51B:** 871-888.

261. Lin, G.H., Ehleringer, J.R., Rygiewicz, P.T. *et al.* 1999. Elevated CO_2 and temperature impacts on different components of soil CO_2 efflux in Douglas-fir terracosms. *GCB* **5:** 157-168.

262. Lockwood, J.G. 1999. Is potential evapotranspiration and its relationship with actual evapotranspiration sensitive to elevated atmospheric CO_2 levels? *CC* **41:** 193-212.

263. Martin, M., Dickenson, R.E., et Yang, Z.L. 1999. Use of a coupled land surface general circulation model to examine the impacts of doubled stomatal resistance on the water resources of the American Southwest. *J Climate* **12:** 3359-3375.

264. Naidu, S.L. et DeLucia, E.H. 1999. First-year growth response of trees in an intact forest exposed to elevated CO_2. *GCB* **5:** 609-613.

265. vanOene, H., Berendse, F., et deKovel, C.G.F. 1999. Model analysis of the effects of historic CO_2 levels and nitrogen inputs on vegetation succession. *Ecol.Appl* **9:** 920-935.

266. Wilson, K.B., Carlson, T.N., et Bunce, J.A. 1999. Feedback significantly influences the simulated effect of CO_2 on seasonal evapotranspiration from two agricultural species. *Glob.Change Biol.* **5:** 917.

267. Kleypas, J.A., Buddemeier, R.W., Archer, D. *et al.* 1999. Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs. *Science* **284:** 118-120.

6.2 Méthodes permettant d'améliorer les analyses d'impact

268. Easterling, D.R. 1999. Development of regional climate scenarios using a downscaling approach. *CC* **41:** 615-634.

269. Mearns, L.O., Bogardi, I., Giorgi, F. *et al.* 1999. Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling. *JGR* **104:** 6603-6621.

270. Mearns, L.O., Mavromatis, T., Tsvetsinskaya, E. *et al.* 1999. Comparative responses of EPIC and CERES crop models to high and low spatial resolution climate change scenarios. *JGR* **104:** 6623-6646.

271. Mitchell, T.D. et Hulme, M. 1999. Predicting regional climate change: living with uncertainty. *Prog.Phys Geog.* **23:** 57-78.

272. Murphy, J. 1999. An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *J Climate* **12:** 2256-2284.

273. Sailor, D.J. et Li, X.S. 1999. A semiempirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change. *J Climate* **12:** 103-114.

6.3 Ressources en eau et couverture glacielle

274. Arnell, N.W. 1999. Climate change and global water resources. *Global Environ.Change* **9:** S31-S49.

275. McCabe, G.J. et Wolock, D.M. 1999. General circulation model simulations of future snowpack in the western United States. *JAWRA* **35:** 1473-1484.

276. Chao, P. 1999. Great Lakes water resources: climate change impact analysis with transient GCM scenarios. *JAWRA* **35:** 1499-1508.

277. Cruise, J.F., Limaye, A.S. et Al-Abed, N. 1999. Assessment of impacts of climate change on water quality in the southeastern United States. *JAWRA* **35:** 1539-1550.

278. Hostetler, S.W. et Small, E.E. 1999. Response of North American freshwater lakes to simulated future climates. *JAWRA* **35:** 1625-1638.

279. Hurd, B., Leary, N., Jones, R. et Smith, J. 1999. Relative regional vulnerability of water resources to climate change. *JAWRA* **35:** 1399-1410.

280. Nicholls, K.H. 1999. Effects of temperature and other factors on summer phosphorus in the Inner Bay of Quinte, Lake Ontario: Implications for climate warming. *J Great Lakes Res* **25:** 250-262.

281. Southam, C.F., Mills, B.N., Moulton, R.J. et Brown, D.W. 1999. The potential impact of climate change in Ontario's Grand River basin: water supply and demand issues. *Can Water Resources Journal* **24:** 307-328.

6.4 Écosystèmes naturels

282. Peng, C.H. et Apps, M.J. 1999. Modelling the response of net primary productivity (NPP) of boreal forest ecosystems to changes in climate and fire disturbance regimes. *Ecol.Model.* **122:** 175-193.

283. Still, C.J., Foster, P.N., et Schneider, S.H. 1999. Simulating the effects of climate change on tropical montane cloud forests. *Nature* **398:** 608-610.

284. Constable, J.V.H., Guenther, A.B., Schimel, D.S., et Monson, R.K. 1999. Modelling changes in VOC emission in response to climate change in the continental United States. *GCB* **5:** 791-806.

285. Muhs, D.R. et Woldfe, S.A. 1999. Sand dunes of the northern Great Plains of Canada and the United States. *Geological Survey of Canada Bulletin 534* (D.S. Lemmen et R.E. Vance, eds.), pp. 183-197.

286. Sauchyn, D.J. et Nelson, H.L. 1999. Origin and erosion of the Police Point landslide, Cypress Hills, Alberta. *Geological Survey of Canada Bulletin 534* (D.S. Lemmen et R.E. Vance, eds.), pp. 257-265.

287. Izrael, Y.A., Pavlov, A.V. et Anoknin, Y.A. 1999. Analysis of current and future climate and permafrost changes in the Russian Arctic. *Russian Meteorology and Hydrology* **3:** 10-17.

288. Kokelj, S.V. et Lewkowicz, A.G. 1999. Salinization of permafrost terrain due to natural geomorphic disturbance, Forsheim Peninsula, Ellesmere Island. *Arctic* **52:** 372-385.

289. Clair, T.A., Ehrman, J.M. et Higuchi, K. 1999. Changes in freshwater carbon exports from Canadianterrestrial basins to lakes and estuaries under a $2XCO_2$ atmospheric scenario. *GBC* **13:** 1091-1097.

290. Post, E., Peterson, R.O., Stenseth, N.C. et McLaren, B.E. 1999. Ecosystem consequences of wolf behavioural reponse to climate. *Nature* **401:** 905-907.

291. vanLoon, A.J. 1999. Corals resist extinction by global warming. *Nature* **400:** 708.

6.5 Agriculture

292. Parry, M., Arnell, N., Hulme, M. *et al.* 1999. The global impact of climate change: a new assessment. *Global Environ.Change* **9:** S1-S2.

293. Parry, M., Rosenzweig, C., Iglesias, A. *et al.* 1999. Climate change and world food security: a new assessment. *Global Environ.Change* **9:** S51-S67.

294. Patterson, D.T., Westbrook, J.K., Joyce, R.J.V. *et al.* 1999. Weeds, insects, and diseases. *CC* **43:** 711-727.

295. Reilly, J.M. 1999. Climate change and agriculture: The state of the scientific knowledge. *Climatic Change* **43:** 645-650.

296. Hulme, M., Barrow, E.M., Arnell, N.W. *et al.* 1999. Relative impacts of human-induced climate change and natural climate variability. *Nature* **397:** 688-691.

297. Pittock, A.B. 1999. The question of significance. *Nature* **397:** 657-658.

6.6 Phénomènes extrêmes

298. Colombo, A.F., Etkin, D., et Karney, B.W. 1999. Climate variability and the frequency of extreme temperature events for nine sites across Canada: Implications for power usage. *J Climate* **12:** 2490-2502.

299. Wagner, D. 1999. Assessment of the probability of extreme weather events and their potential effects in large conurbations. *Atmos Environ.* **33:** 4151-4155.

300. Druyan, L.M., Lonergan, P., et Eichler, T.A 1999. GCM investigation of global warming impacts relevant to tropical cyclone genesis. *Int J Climatol* **19:** 607-617.

301. Reeve, N. et Toumi, R. 1999. Lightning activity as an indicator of climate change. *Quart. J Roy. Meteorol Soc* **125:** 893-903.

302. Schade, L.R. et Emanuel, K.A. 1999. The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: results from a simple coupled atmosphere-ocean model. *J Atmos Sci* **56:** 642-651.

303. KirkDavidoff, D.B., Hintsa, E.J., Anderson, J.G. *et al.* 1999. The effect of climate change on ozone depletion through changes in stratospheric water vapour. *Nature* **402:** 399-401.

6.7 Glaces terrestres/élévation du niveau marin

304. Huybrechts, P. et deWolde, J. 1999. The dynamic response of the Greenland and Antarctic ice sheets to multiple-century climatic warming. *J Climate* **12:** 2169-2188.

304. Foley, G. 1999. The threat of rising seas. *The Ecologist* **29:** 76-78.

306. Nicholls, R.J., Hoozemans, F.M.J., et Marchand, M. 1999. Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses. *Global Environ.Change* **9:** S69-S87.

307. Slade,N. 1999. The size of the problem. *Our Planet* **10:** 7-8.

6.8 Économie et santé

308. Delworth, T.L., Mahlman, J.D., et Knutson, T.R. 1999. Changes in heat index associated with CO_2-induced global warming. *CC* **43:** 369-386.

309. Frederick, K.D. et Schwarz, G.E. 1999. Socioeconomic impacts of climate change on U.S. water supplies. *JAWRA* **35:** 1563-1584.

310. McGuffie, K., HendersonSellers, A., Holbrook, N. *et al.* 1999. Assessing simulations of daily temperature and precipitation variability with global climate models for present and enhanced greenhouse climates. *Int J Climatol* **19:** 1-26.

311. Epstein, P.R. 1999. Medicine - Climate and health. *Science* **285:** 347-348.

312. Goldsmith, E. et Henderson, C. 1999. The economic costs of climate change. *The Ecologist* **29:** 98-101.

313. Kingsnorth, P. 1999. Human health on the line. *The Ecologist* **29:** 92-95.

314. Martens, P., Kovats, R.S., Nijhof, S. *et al.* 1999. Climate change and future populations at risk of malaria. *Global Environ.Change* **9:** S89-S107.

315. Piver, W.T. et Wilson, S.H. 1999. Impacts of climate change on human health: future research directions. *World Resource Review* **11:** 325-336.

7.0 POLITIQUES

7.1 Débat science-politiques

316. Bray, D. et von Storch, H. 1999. Climate science: an empirical example of postnormal science. *BAMS* **80:** 439-455.

317. Chao, P., Hobbs, B.F. et Venkatesh, B.N. How climate uncertainty should be included in Great Lakes management: modeling workshop results. *JAWRA* **35:** 1485-1498.

318. Cohen, S.J. 1999. Out of the lab and into the frying pan: The need for broader conversations about climatic change - An editorial comment. *CC* **41:** 265-270.

319. Firor, J. 1999. Response to "Rolling theclimate dice". *BAMS* **80:** 1149-1150.

320. Lanzerotti, L.J. 1999. Position statement adopted on climate change and greenhouse gases. *EOS* **80:** 49-49.

321. Nicholls, N. 1999. Cognitive illusions, heuristics, and climate prediction. *BAMS* **80:** 1385-1397.

322. Rasool, S.I. 1999. Scientific responsibility in global climate change research. *Science* **283:** 940-941.

323. Riedlinger, D. 1999. Climate change and the Inuvialuit of Banks Island, NWT: using traditional environmental knowledge to complement western science. *Arctic* **52:** 430-432.

324. Shackley, S., Risbey, J., Stone, P., et Wynne, B. 1999. Adjusting to policy expectations in climate change modeling - An interdisciplinary study of flux adjustments in coupled atmosphere- ocean general circulation models. *CC* **43:** 413-454.

325. Ungar, S. 1999. Is strange weather in the air? A study of US National Network News coverage of extreme weather events. *CC* **41:** 133-150.

326. White, R.M. 1999. Policy forum: Rolling the climate dice. *BAMS* **80:** 301-307.

327. Dowlatabadi, H. 1999. Climate change thresholds and guardrails for emissions - An editorial comment. *CC* **41:** 297-301.

328. Hasselmann, K. 1999. Intertemporal accounting of climate change - Harmonizing economic efficiency and climate stewardship. *CC* **41:** 333-350.

329. HendersonSellers, A. et McGuffie, K. 1999. Concepts of good science in climate change modelling. *CC* **42:** 597-610.

330. Morgan, M.G., Kandlikar, M., Risbey, J., et Dowlatabadi, H. 1999. Why conventional tools for policy analysis are often inadequate for problems of global change – An editorial essay. *CC* **41:** 271-281.

331. O'Riordan, T. et Jordan, A. 1999. Institutions, climate change and cultural theory: towards a common analytical framework. *Global Environ.Change* **9:** 81-93.

332. Petschel-Held, G., Schellnhuber, H.J., Bruckner, T. *et al.* 1999. The tolerable windows approach: Theoretical and methodological foundations. *CC* **41:** 303-331.

333. Shackley, S. 1999. Réponse à HendersonSellers, A. et McGuffie, K. re Concepts of good science in climate change modelling. *CC* **42:** 611.

334. Tol, R.S.J. 1999. Safe policies in an uncertain climate: an application of FUND. *Global Environ.Change* **9:** 221-2321.

335. Agrawala, S. 1999. Early science-policy interactions in climate change: lessons from the Advisory Group on Greenhouse Gases. *Global Environ.Change* **9:** 157-169.

336. Editorial. 1999. Writing on the wall. *New Scientist 164* (2214 - Nov 27): 5.

337. Kandlikar, M. et Sagar, A. 1999. Climate change research and analysis in India: an integrated assessment of a South-North divide. *Global Environ.Change* **9:** 119-138.

338. Adamenko, V.V., Kondratyev, K.Y. et Varotsos, C.A. 1999. Climate change in the Arctic and its empirical diagnostics. *Energy & Environment* **10:** 469-482.

7.2 Mesures d'atténuation

339. Galy-Lacaux, C., Delmas, R., Kouadio, G. *et al.* 1999. Long-term greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical forest regions. *GBC* **13:** 503-517.

340. Wang, M., Saricks, C., et Santini, D. 1999. Greenhouse gas emissions of fuel ethanol produced from corn and cellulosic biomass. *EM* **October 1999,** 17-25 (1999).

341. De Kimpe, C.R. et Lindwall, W. 1999. Climate change and sustainable agriculture in Canada. *World Resource Review* **11:** 393-408.

342. Juniper, T. et Tyack, S. 1999. A policy imperative: save and plant trees. *The Ecologist* **29:** 138-140.

343. Schlamadinger, B. et Marland, G. 1999. Net effect of forest harvest on CO_2 emissions to the atmosphere: a sensitivity analysis on the influence of time. *Tellus* **51B:** 314-325.

344. Williams, J.R. 1999. Addressing global warming and biodiversity through forest restoration and coastal wetlands creation. *Sci Total Envir.* **240:** 1-9.

345. Brewer, P.G., Friederich, C., Peltzer, E.T., et Orr, F.M. 1999. Direct experiments on the ocean disposal of fossil fuel CO_2. *Science* **284:** 943-945.

346. Butt, D.P., Lackner, K.S., Wendt, C.H. *et al.* 1999. The importance of and a method for disposing of carbon dioxide in a thermodynamically stable form. *World Resource Review* **11:** 196-219.

7.3 Mesures d'adaptation

347. Foley, G. 1999. The looming environmental refugee crisis. *The Ecologist* **29:** 96-97.

348. Showstack, R. 1999. Report warns of more natural disasters. *EOS* **80:** 317-318.